

DIE ANATEXIS IM REGENSBURGER WALD

Inaugural - Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
der Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig - Maximilians - Universität
zu München

vorgelegt von

Georg Andritzky
aus München

München, im Mai 1961

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Fischer
 2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher
- Tag der mündlichen Prüfung: 19. Mai 1961

Die Anatexis im Regensburger Wald*

Von

G. Andritzky, München

Mit Tafel 6—7 sowie 18 Abbildungen im Text und auf 4 Beilagen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	80
Summary	80
A. Metamorphose und Magmatismus im Regensburger Wald in ihrer zeitlichen Abfolge	80
I. Die prä-anatektischen und anatektischen Gesteine.	81
II. Die post-anatektischen Intrusiva	81
1. Der Kristallgranit I und seine Beziehungen zu den Gneisen	81
2. Die Diorite	83
3. Der Kristallgranit II	84
4. Die feinkörnigen moldanubischen Granite	84
5. Die Porphyre	84
B. Die Anatexis	
I. Prä-anatektische Gesteine	85
1. Kalksilikatgneise	85
2. Feinkörnige Plagioklas-Quarz-Biotit-Paragneise	85
II. Exsudat-Relikte und tektonische Relikte	89
1. Cordierit-Sillimanit-Gneise.	89
2. Bändergneise	90
III. Anfangsstadien der Anatexis II	92
IV. Quantitativer Mineralbestand der anatektischen Gesteine	93
V. Qualitativer Mineralbestand und Gefüge der Anatexite	96
1. Mittelkörnige Diatexite (Körnelgneise)	96
a) Qualitativer Mineralbestand	96
b) Gefüge der Körnelgneise	108
c) Beobachtungen an Einschlüssen in den Körnelgneisen	109
2. Anatektische Granite	109
Literaturverzeichnis	110

* Gekürzte Fassung der als Inauguraldissertation bei der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München eingereichten Arbeit „Die Anatexis im Regensburger Wald“.

Zusammenfassung: Die untersuchten „Körnelgneise“ des Regensburger Waldes sind bei einer Anatexis II durch Homogenisierung des Gefüges unter teilweiser Aufschmelzung aus Bändergneisen entstanden, die auf Grund ihrer abweichenden tektonischen Daten einer älteren Anatexis und Orogenese I zuzuordnen sind. Diese Bändergneise gehen wahrscheinlich auf tonige Grauwacken mit einem sedimentär angelegten und bei der Metamorphose schärfer herausgearbeiteten Wechsel toniger und sandiger Lagen zurück, welche letzteren bei der Anatexis Alkalien zugeführt bekamen. Die Umprägung der tektonischen Daten, die Umwandlung sedimentärer Relikte (Zirkongörnechen in Paragneisen) und der Nachweis von Teilverflüssigungen mittels Zonarbaues bei Feldspäten, bestimmter Zwillingbildungen und gegenseitiger Gitter- oder Flächen-Orientierung von Wirt- und Gastmineralen geben Einblick in den Ablauf der Anatexis, in die zeitlichen Beziehungen von Alkalizufuhr, Durchbewegung und teilweiser Aufschmelzung. Hinsichtlich des Chemismus führt die Anatexis zu einer Aufspaltung des Stoffbestandes in einen schwer beweglichen, reliktschen Anteil, z. B. die Cordierit-Sillimanit-Gneise, und einen leichter beweglichen, sauereren Anteil, die Körnelgneise und anatektischen Granite.

Summary: The investigated „Körnelgneisses“, occurring in the mountain range „Regensburger Wald“ (Bavaria, western Germany) have originated from layered gneisses by homogenization of the fabric during an orogenesis and anatexis (II). The layered gneisses, formed by an older orogenesis (I) as indicated by their different fabric data, are thought to have arisen from layered graywackes, the light sandy layers of which were affected by an alkali metasomatism. Special attention has been given to the change of the tectonic data, to the sedimentary relics (zircon pebbles in paragneisses), to the zoning of the feldspars as an indication of a partial melt, to distinct forms of twins and to grain-in-grain fabric of host and included minerals. As to the chemical composition anatexis results in dividing the pre-anatectic rock material into residual rock types showing high contents of Mg, Fe and Al, e. g. the cordierite-sillimanite-gneisses, and another part more mobile and richer in alkali, which is represented by the „Körnelgneisses“ and anatectic granites.

A. Metamorphose und Magmatismus im Regensburger Wald in ihrer zeitlichen Abfolge

Das untersuchte Gebiet umfaßt den Regensburger Wald, also den westlichsten Ausläufer des Bayerischen Waldes, und zwar im wesentlichen das Gradabteilungsblatt Nittenau. Das westlich gelegene Blatt Regenstauf und das südlich anschließende Blatt Donaustauf lieferten Material und Beobachtungen.

Der aus kristallinen Gesteinen des „Moldanubikums“ aufgebaute Regensburger Wald stellt heute eine antithetisch rotierte, nach Norden flach abgedachte Scholle dar, welcher auf einer Einebnungsfläche überwiegend klastische Gesteine der Permtrias, des Jura und der Kreide auflagern, die gegen Norden hin in die Sedimentfüllung der Bodengewässer Bucht übergehen. Im Süden wird der Regensburger Wald durch den Donaurandbruch, im Norden durch die Pfahlstörungen und im Westen durch die Nord—Süd verlaufenden Störungen der Naabtallinie begrenzt (FISCHER 1959). Das weitverbreitete Auftreten anatektisch gebildeter Gesteinsserien mit z. T. intrusivem Verhalten ermöglicht eine einfache Großgliederung in prä-anatektische Gesteine, die sich in den Anatexiten als Einschlüsse finden,

anatektische Gesteine und post-anatektische Intrusiva, deren älteste Glieder allerdings räumlich wie genetisch von Produkten der Anatexis nicht immer scharf zu trennen sind.

I. Die prä-anatektischen und anatektischen Gesteine

Zu den prä-anatektischen Gneisen gehören zunächst Paragesteine, die eine im wesentlichen isocheme Metamorphose erlebt haben: Kalksilikatgneise und Biotit-Plagioklas-Gneise; sodann Paragneise, die Abtrocknungs- und Exsudationsvorgängen sowie einer Metatexis unterworfen waren: Cordierit-Sillimanit-Gneise, cordieritreiche Biotit-Plagioklas-Zeilengneise und cordieritfreie, gleichmäßig gebänderte Lagengneise, in denen Kalksilikatgneise und feinkörnige Paragneise als Schollen von einigen Dezimetern bis zu einigen Metern Durchmesser liegen. Die Bändergneise treten als z. T. km-lange tektonische Relikte in den Diatexiten auf. Ihre Faltenachsen tauchen flach bis mittelsteil nach N bis NE, in den Diatexiten dagegen tauchen die B-Achsen flach bis mittelsteil nach W bis NW. Die Bildung der Diatexite dürfte also nicht nur eine Fortführung und Steigerung derselben, die Lagensonderung erzeugenden Vorgänge, sondern eine scharf abgesetzte selbständige Phase darstellen, wie die nicht symmetriekonstante tektonische Formung zeigt. Vor der Anatexis sind basische Intrusiva eingedrungen, und diese liegen heute als tektonisch unverformte Metagabbros vor.

Dieser prä-anatektische Gesteinsbestand ist nun von Zerschierungs- und Homogenisierungsvorgängen bei gleichzeitiger Aufwärmung und Aufschmelzung, also kurz von einer Diatexis, erfaßt worden, in deren Verlauf mittelkörnige Plagioklas-Quarz-Biotit-Diatexite mit wechselndem Gehalt an Großkalifeldspäten und normalgranitischem bis granodioritischem Chemismus entstanden. Dies sind die von GÜMBEL so bezeichneten „Perl- und Körnelgneise“, wobei der Name „Körnelgneise“ von österreichischen Petrographen neuerdings bevorzugt für Großkalifeldspat-reiche, dem Kristallgranit I ähnliche Typen, gebraucht wird. Bei der Anatexis entstanden auch Mobilisate und fein- bis mittelkörnige Granite, für welche eine häufige Cordieritführung und eine blastisch überprägte tektonische Verschleifung bezeichnend sind, wofür letztere man wegen ihres regionalen, nicht nur auf schmale Störungszonen beschränkten, Auftretens und ihrer mit jenen der Körnelgneise gleichorientierten tektonischen Daten zur altersmäßigen Abgrenzung gegen post-anatektische Gesteine mit ähnlichem Mineralbestand und ähnlicher Korngröße verwenden kann.

II. Die post-anatektischen Intrusiva

1. Der Kristallgranit I und seine Beziehungen zu den Gneisen

Nach Abklingen der Anatexis intrudierte der Kristallgranit I, ein grobkörnig porphyrischer Granit mit bis 15 cm langen, meist gut fluidal gere-

gelten Kalifeldspateinsprenglingen, der in gleicher Ausbildung in über 200 km Entfernung weiter östlich, im Weinsberger Wald, und daher dort als Weinsberger Granit bezeichnet, wieder auftritt und dessen Intrusion somit eine wichtige Zeitmarke von regionaler Bedeutung darstellt.

Örtlich treten an der Grenze des Kristallgranits gegen die Diatexite, und auch in diesen selbst, Gesteinstypen auf, die durch Abnahme des Gehalts an Kalifeldspateinsprenglingen und zunehmend Diatexit-ähnlichen Habitus der Grundmasse zwischen beiden vermitteln. Gegen alle prä-anatektischen Gesteine verhält sich der Kristallgranit I intrusiv (vgl. auch FISCHER 1959, S. 14f.), umschließt auch Schollen von Diatexiten, deren Hauptbildungsakt also vor der Granitintrusion liegen muß. Allerdings treten Diatexite als Einschlüsse im Kristallgranit gegenüber den prä-anatektischen Gneisen mengenmäßig stark zurück, vielleicht deswegen, weil sie leichter zu „verdauen“ waren. Einschlüsse von Cordierit-Sillimanit-Gneisen zeigen als Kontaktwirkung einen Zerfall der vorher aus wenigen Individuen bestehenden Cordieritzeilen in zahlreiche kleine scharfbegrenzte Körner mit den typischen Drillingsbildungen. Diese Umkristallisation des Cordierits, die auf die im Kristallgranit eingeschlossenen Schollen beschränkt ist, zeigt, daß dieser Granit hier nicht als Ursache der Cordieritbildung in Frage kommt, sondern daß diese älter ist.

Von den auf der beigegebenen Karte, Abb. 1, erkennbaren zwei Zügen von Körnelgneis zieht der nördliche, schmälere mit 65—70° Streichen von Karlstein ostwärts und endet noch vor Erreichen der Grenze Kristallin/Permotrias; wahrscheinlich handelt es sich um eine alte Gneismulde, die nach Osten aushebt. Die s-Flächen liegen um 80—100/50—70 N. Der größere Körnelgneiszug Hauzendorf—Pfaffenfang streicht etwa 30°, die s-Flächen fallen mit 60—80° nach NW. Zwischen beiden deutet sich als ein Zug von Paragneisschollen ein weiterer, offenbar bei der Intrusion des Kristallgranits I völlig aufgelöster Gneiszug an, dessen Streichen mit 55° genau zwischen den Richtungen der beiden Hauptgneiszüge liegt.

Die tafligen Orthoklaseinsprenglinge im Kristallgranit I sind meist gut flächig geregelt, wahrscheinlich liegen die Feldspäte mit der größten Fläche in der Ebene laminaren Fließens der Schmelze, die oft den Wänden des Magmenkörpers parallel läuft. Konvektionsströmungen (FISCHER 1957) und lokale postkristalline Zerschörungen können eine großräumige Parallelregelung stören. Am Nordrand des Karlsteiner Gneiszuges läuft die Kalifeldspatregelung mit N-Fallen der Grenze des Gneiszuges parallel, und man kann daher das Profil Abb. 2 durch eine syntektonische Intrusion des Granits während Süd-vergenter Faltungsbewegungen deuten, die eine variszisch streichende Folge von Sätteln, bestehend aus Kristallgranit I, und Gneismulden schufen (FISCHER 1959). Ebenso verlaufen westlich von Wulkersdorf die s-Flächen im Gneis, die Grenze Granit/Gneis und die Orthoklasregelung im Granit konkordant. Nordöstlich von Kürn läßt sich eine Nord-Süd verlaufende Störung dadurch nachweisen, daß die Grenze Granit/Gneis



Abb. 1. Geologische Karte von Blatt Nittenau

Blatt Nittenau



Präanatektische Gneise



Lagen- und Bändergneis
übergehend in



Zeilenperlgneis



feinkörniger Biotit-Plagioklas-Paragneis

Anatektische Gesteine



a b

homogener mittelkörniger
Diatexit (Perlgneis, Körnel-
gneis) mit sporad. Gross-
Kalifeldspäten

a: Gross-KF-reicher Dia-
textit

b: massiger Diatexit, ana-
tekt. Granodiorit



Mobilisate, anatekt. fein-
u. mittelkörnige Granite,
nebulit. Migmatite.



grobkörn. anatekt. Granit

Magmatite



Kristallgranit I



Diorit



a b c

Kristallgranit II

Matrix

a: feinkörnig

b: mittelkörnig

c: grobkörnig



feinkörnige Granite



Porphyry



jüngere Überdeckung:
Permtrias bis Quartär



Störung

b-Achse:



Faltung: a-Achse
horizontal



Runzelung, Striung

Zahlenangabe: Eintauchen
in Grad



s-Fläche:

söhlig



saiger
Eintauchen:



0-20°



20-40°



40-60°



60-90°

Regelung der (010)-Fl. der
KF-Einsprenglinge:



Eintauchen wie bei s-Fl.



saiger

[001]-Achsen der KF-
Einsprenglinge:



Zahlenangabe: Eintauchen
in Grad



Achsen horizontal

die 80° streichende Kalifeldspatregelung abschneidet. Gelegentlich läßt sich auch eine lineare Einregelung der Feldspäte mit ihren c-Achsen beobachten. Im Gebiet um Kürn—Hauzendorf taucht diese Lineare flach bis halbsteil nach Westen bis Südwesten. Es scheint demnach ein fluidales B vorzuliegen, das den Gneismuldenachsen etwa parallelläuft.

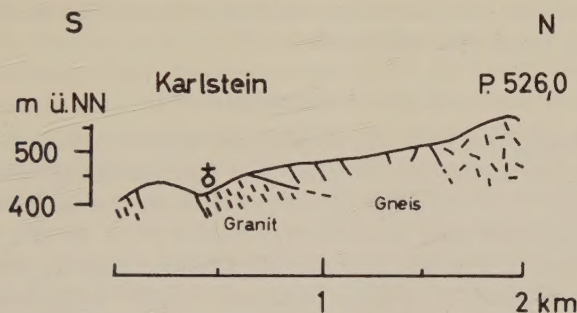


Abb. 2. Profil durch den Karlstein-Kirchberger Gneiszug und den Kristallgranit I bei Karlstein.

2. Die Diorite

Auf den Kristallgranit I folgen mit deutlichem Sprung hinsichtlich der bei der Erstarrung herrschenden *pt*-Bedingungen die feinkörnigen, dunklen, kurz als „Diorite“ bezeichneten Gesteine, die ihrem Mineralbestand nach als Quarzdiorite bis Quarzmonzonite zu bezeichnen sind (FISCHER 1959, S. 15) und im Habitus und Auftreten weitgehend den „Redwitziten“ des Fichtelgebirges, den Dioriten und Mischgesteinen des Passauer Waldes und Oberösterreichs entsprechen. Gegen eine Deutung als kontaktmetamorph veränderte und teilweise aufgeschmolzene Paragneise oder Amphibolite (HEGEMANN 1930, 1931 a + b, 1932) und für ein intrusives Verhalten folgende, z. T. von FISCHER (1959, S. 15ff) übernommene Beobachtungen:

1. Die Diorite setzen als NW bis NNW streichende, mehrere km lange Gänge durch die tektonischen Elemente der Gneise hindurch und lassen sich daher als Füllungen eines Systems von großräumigen *ac*-Klüften oder *ac*-parallelen Schwächezonen in bezug auf das ENE bis NNE streichende B der Gneismulden-Kristallgranitsattel-Folge deuten.

2. Man beobachtet eine dichtere Salbandfazies, Apophysen von Diorit in die angrenzenden Gneise hinein, Schollen von Bändergneisen, Diatexiten, mittelkörnigen anatektischen Graniten und von Kristallgranit I im Diorit.

3. Was den Chemismus betrifft, so sind die Diorite mit ca. 20 Vol.-% Kalifeldspat im Vergleich zu den i. a. Kalifeldspat-freien Paragneisen zu K-reich. Ein häufig begegnender, bis 0,5 Vol.-% betragender Gehalt an

Orthit, der den Paragneisen i. a. völlig fehlt, spricht ebenfalls für die Orthonatur der Diorite.

4. Das mikroskopische Bild weist folgende charakteristische Züge auf: Apatit tritt in langen Nadeln auf, Zirkon bildet lange Nadeln und Reihen nadeliger Körner. Plagioklas bildet idiomorphe, häufig lang leistenförmige, mehrfach zonar gebaute Individuen mit scharf abgesetzten Zonen und normaler Zonenfolge. Der Kalifeldspat tritt in der Grundmasse in idiomorphen Körnern auf, Quarz füllt die Zwickel.

3. Der Kristallgranit II

Der Kristallgranit II ist ein porphyrisch struierter, fein- bis grobkörniger Granit mit zahlreichen Tropfen- und Bipyramiden-Quarzen, der zur Intrusion meist die Grenze des Diorits gegen dessen Nebengestein benutzt und dabei den Diorit stark korrodiert (FISCHER 1959, S. 16—17, Abb. 2—4) und Einschlüsse aus diesem herausschält. Daß der Kristallgranit II nicht, wie der Kristallgranit I, in einen thermisch bereits weitgehend angeglichenen Raum eindrang, zeigt das Auftreten einer feinkörnigen Rand- und Gangfazies, die vom Kristallgranit I nicht bekannt ist. Für die manchmal recht ähnlichen grobkörnigen Varietäten des Kristallgranits I und II kann man folgende Unterscheidungsmerkmale angeben: Im Kristallgranit I sind die Orthoklaseinsprenglinge dicktaflig ausgebildet, liegen eng gepackt und sind straff parallel geregelt, die Grundmasse ist Biotit-reich, und meist zeigt das ganze Gestein Spuren postkristalliner Durchbewegung. Im Kristallgranit II sind die Orthoklaseinsprenglinge dünntaflig bis dünnleistenförmig, locker gestreut und nur schwach geregelt, in der Grundmasse treten die Tropfenquarze hervor, und tektonische Beanspruchung tritt i. a. nur in schmalen Störungszonen auf. Ferner treten pegmatitische Drusen mit Turmalin auf, wie sie vom Kristallgranit I nicht bekannt sind.

4. Die feinkörnigen moldanubischen Granite

Diese, meist in Gängen im Kristallgranit auftretenden feinkörnigen Granite führen als typische Übergemengteile Cordierit, Sillimanit, etwas Andalusit und grünen Spinell, sind also wohl zu den „moldanubischen“ Graniten vom Typ Oberviechtach (DÜSING 1959) zu stellen, die dort ebenfalls durch Al-reiche Akzessorien (Andalusit, Sillimanit, Cordierit) gekennzeichnet sind. Diese Mineralführung geht wohl auf resorbiertes Paramaterial zurück.

5. Die Porphyre

Die jüngsten magmatischen Bildungen sind die meist N—S, seltener SW—NE verlaufenden Porphyrgänge. In mächtigeren Gängen gehen diese Porphyre oft in Granite über, die dem feinkörnigen Typ des Kristallgranits II nahestehen. Der Verlauf der Gänge läßt ein frühes, vielleicht schon spätvariszisches Aufleben der Naabtalstörungslinie vermuten.

B. Die Anatexis

I. Prä-anatektische Gesteine

Die zunächst beschriebenen prä-anatektischen Gesteine liegen als durch die Anatexis nur schwach beeinflusste Relikte des Altbestandes als Schollen von Dezimeter- bis Kilometer-Dimension in den Diatexiten.

Zu den prä-anatektischen Gesteinen zählen zunächst solche, die sich auf Grund ihrer feinkörnigen bis dichten Beschaffenheit oder der sperrig verfilzten Anordnung ihrer Mineralgemengteile bei der Durchbewegung starrer und weniger wegsam für umkristallisierende Lösungen verhielten. Aus diesen anfangs s-konkordanten, wohl einem sedimentären Lagenwechsel entstammenden Einlagerungen bildeten sich zunächst durch Boudinagen zerlegte Teilkörper, dann ellipsoidische Einschlüsse, die durch die Durchbewegung weit im Gestein verteilt wurden. Infolge ihrer geringen Durchlässigkeit für Lösungen haben sie ihren ursprünglichen Stoffbestand weitgehend bewahren können und „hinken daher im Vergleich zum Nebengestein in der Metamorphose nach“ (BADER 1959).

1. Kalksilikatgneise

Ein sichtbares Zeichen des nicht völlig erreichten chemischen Ausgleichs mit dem Nebengestein ist bei diesen der Schalenbau, der nach HENTSCHEL (1943) auf diffusive Ionenwanderungen und Stofffällungen mit schwacher K-Zufuhr in der äußersten Schale zurückgeht, zusammenfassend als „Mesitis“ bezeichnet. Die Ausbildung der Kalksilikatgneise im Regensburger Wald entspricht der Beschreibung bei BADER (1959) und TEUSCHER (1952). Zusammenhängende Züge lassen sich nicht mehr auskartieren, das intrusive Verhalten der Diatexite hat die Einschlüsse weit verstreut.

2. Feinkörnige Plagioklas-Quarz-Biotit-Paragneise

Diese entsprechen in Gefüge, qualitativem und quantitativem Mineralbestand weitgehend den von BADER (1959) beschriebenen Typen. In dem granoblastischen Plagioklas-Quarz-Gefüge sind die locker gestreuten, auf Korngrenzen sitzenden Biotite meist nur schwach in s geregelt, oft fast ungeregelt. Der Anorthitgehalt der nicht zonar gebauten Plagioklase liegt um 35%. Von besonderer genetischer Bedeutung sind Korngröße, Kornform und Verteilungshäufigkeit der Schwermineralien Apatit und Zirkon. Hierin zeigen Ortho- und Paragesteine deutliche Unterschiede, die daher etwas ausführlicher dargestellt seien.

Um Kornform und Korngröße statistisch zu erfassen, mißt man an mehreren Körnern die Länge „l“ = Abmessung in der Längserstreckung, die bei Zirkonen und Apatiten meist mit der c-Achse zusammenfällt, und die Breite „b“ = Abmessung senkrecht zur Längserstreckung. Die Breite b und das Längen-Breiten-Verhältnis $l : b$ werden auf doppelt logarithmisch geteiltem Millimeterpapier aufgetragen. An Körnern, deren Länge

die Schliffdicke (0,02—0,03 mm) übersteigt und die mit der Längsachse schräg zur Schliffebene liegen und daher von dieser gekappt werden, mißt man eine unter der wahren Länge liegende Zufallslänge („Schnitteffekt“). Stark gegen die Schliffebene geneigt liegende Körner, deren Lage durch Heben und Senken des Tubus zu erkennen war, wurden daher von der Untersuchung ausgeschlossen. Trotzdem geht in die Messungen ein gewisser Fehler durch die perspektivische Verkürzung gedrungener Zirkone ein, deren Lage im Schliff nur schwer zu erkennen ist. Alle Diagramme zeigen daher einen etwas zu niedrigen $l : b$ -Wert.

In Magmatiten scheiden sich Zirkon und Apatit als idiomorph begrenzte Frühgemengteile aus der Schmelze aus. Beim Apatit ist das Prisma (1010) meist gut ausgebildet, die Endflächen dagegen i. a. schlecht entwickelt. Beim Zirkon wechselt $l : b$ nicht nur von Gestein zu Gestein (2 : 1 bis 4 : 1 beim Kristallgranit I, bis 20 : 1 bei den Dioriten), sondern kann auch innerhalb eines Gesteins stark schwanken. Nach G. FISCHER (mündliche Mitteilung) kommt bei den Zirkonen des Flossenbürger Massivs zwar am häufigsten ein $l : b$ -Wert von 5 : 1 vor, aber die Streuung reicht von 1,2 : 1 bis 20 : 1. Beim Apatit ist in diesem Granit eine klare Scheidung vorhanden in zwei Generationen, von denen die ältere gedrungene Kristalle bildet mit $l : b = 2 : 1$ bis 6 : 1, während die jüngere nadelige Formen aufweist mit $l : b = 10 : 1$ bis 200 : 1. Ebenso kommen bei den feinkörnigen moldanubischen Graniten nach DÜSING (1959) zwei Apatitgenerationen vor, eine mit $l : b = 10 : 1$, die andere mit $l : b = 10 : 3$ bis 10 : 5, also gedrungener. Die frei in der Schmelze driftenden Zirkone und Apatite werden, vermutlich mittels elektrostatischer Kräfte, von anderen Mineralien, vor allem dem in der Ausscheidungsfolge am nächsten stehenden, dem Biotit, angelagert, und dadurch steigt die Einschlußzahl in diesen über die anfangs in der Schmelze vorliegende statistische Verteilung. Bei diesen Anlagerungen besteht zwischen dem Wirt und dem Gast meist eine Flächen- und/oder Kantenregelung, ebenso sind die Einschlüsse häufig zonar angeordnet. Zerbrechungen der idiomorphen Frühgemengteile erfolgen bei besonders langnadeligen Formen z. T. schon in der Schmelze, sodann vor allem bei postkristalliner tektonischer Beanspruchung, von der besonders die im Biotit als gleitfähigem Mineral eingeschlossenen Körner betroffen werden.

In Sedimenten finden sich Zirkone und Apatite als widerstandsfähige Mineralien entsprechend ihrer geringen Korngröße mit Serizit und Chlorit im Feinsiltanteil angereichert und sind daher nicht in den metamorphen Abkömmlingen reiner Tone, sondern in „Rauhflaserschiefern“ und etwas gröber klastischen Sedimenten zu erwarten. Die häufige Anreicherung der Zirkone und Apatite im Biotit von Paragneisen mag z. T. daher rühren, daß der Biotit aus dem Serizit und Chlorit der Feinsiltlagen entstanden ist, andererseits kann sie auch das Ergebnis einer metamorphen Umlagerung sein, bei der der leichter lösliche Quarz und Feldspat aus den Schieferungsbahnen weggelöst werden, so daß sich die schwerlöslichen Zirkone und Apatite in den Restbeständen, also in den glimmerreichen Schieferungsflächen ansammeln. Nach C. KRUT (1955) sind in den gut klassierten Sanden

des Rhönedeltas die Korngrößen verschiedener Schwermineralien einer Sedimentlage auf ihr eigenes spezifisches Gewicht derart abgestimmt, daß sich die Körner „hydraulically equivalent“, was man mit „gleichfällig“ übersetzen kann, verhalten, also eine durch eine bestimmte Fließgeschwindigkeit des Wassers getroffene Korngrößenauswahl darstellen. Für kugelige Körner besteht dann nach CORRENS (1939) zwischen Dichte und Korngröße die Beziehung $r : r_1 = (D_1 - 1) : (D - 1)$. (r = Kornradius.) Für Apatit ($D = 3,18$) und Zirkon ($D = 4,7$) ergibt sich $r_{Ap} : r_{Zi} = 1,7 : 1$. Wenn man diese Überlegungen auch auf die Schwermineralien der Paragneise übertragen will, muß man zunächst bedenken, daß diese Beziehungen nur für Sedimente mit guter Korngrößenklassierung gelten, also nicht für Grauwacken, für die ja das weitgehende Fehlen einer Korngrößenaufbereitung typisch ist. Für einen Teil der Paragneise des Bayerischen Waldes dürften aber Grauwacken das Ausgangsmaterial gebildet haben. Vor allem ist aber auch bei Zirkon und Apatit mit Sammelkristallisation und Neubildung während der Metamorphose zu rechnen. Da die Reihenfolge der Mobilisierbarkeit der einzelnen Mineralien ungefähr der umgekehrten Ausscheidungsfolge entspricht, werden Zirkon und Apatit hierbei am längsten stabil bleiben.

Das Diagramm Abb. 3 zeigt die Verteilung der Korngrößen und Kornformen der Zirkone in einem feinkörnigen Paragneis. Der Bereich von $b = 0,004$ mm und $l : b = 1,0 - 2,5$ bis $b = 0,018$ mm und $l : b = 1,0 - 1,5$ (gestrichelt umgrenzt) umfaßt im wesentlichen gerundete Zirkone, also wohlerhaltene Zirkongeröllchen des Ausgangssediments. Kleinere, sauber idiomorphe Körner unter $b = 0,004$ mm sind wohl schwebend transportiert und daher nicht abgenutzt worden. Einen Überblick über die bei den größeren Zirkonen ($b = 0,02$ bis $0,1$ mm) auftretenden Formen gibt

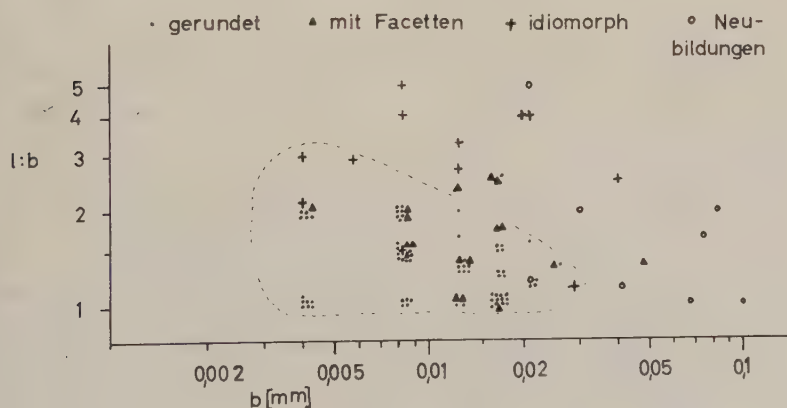
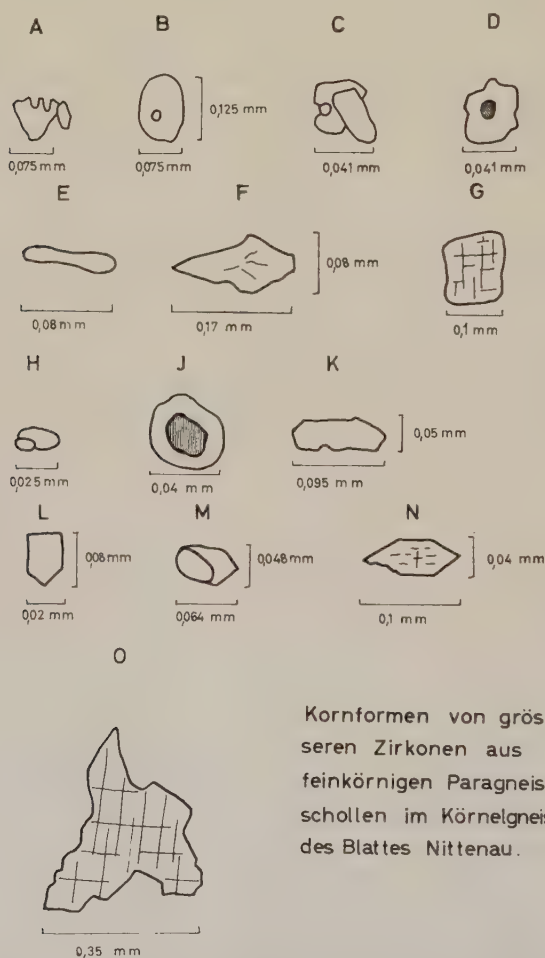


Abb. 3. Längen-Breiten-Diagramm von Zirkonen aus feinkörnigem Paragneis. Goppeltshof, Blatt Nittenau/Opf. Schliff Nr. 5225.

Abb. 4. Wenn auch einige der größeren Körner einen kürzeren Transportweg hinter sich haben mögen und daher weniger abgenutzt sind, wogegen die kleineren vielleicht öfters umgelagert sind, dürften die meisten doch Neubildungen darstellen oder weitergewachsen sein, da einige (Fig. E) so dünn sind, daß sie wohl auf dem Transport zerbrechen dürften, andere im Kern eine nicht näher bestimmbare gelbgrünliche Substanz enthalten (Fig. D und J), andere wieder kleinere abgerollte Zirkone umwachsen (Fig. B, C, H und M), und andere wieder trotz ihrer beachtlichen Größe keinerlei Abrollung, vielmehr eckige Begrenzungen zeigen (Fig. O).

Die Korngrößen des Apatits bewegen sich in demselben Gneis zwischen $b = 0,025 \text{ mm}$; $l : b = 1,5-2,0$ und $b = 0,07 \text{ mm}$; $l : b = 1,5$. Es über-



Kornformen von größeren Zirkonen aus feinkörnigen Paragneisschollen im Körnelgneis des Blattes Nittenau.

Abb. 4.

wiegen hypidiomorphe Formen mit angedeutetem Prisma, auch ein Zentralkanal ist manchmal zu beobachten. Beim Apatit handelt es sich also nur noch zum geringsten Teil um unveränderte Schwermineralien, die meisten Körner dürften weitergewachsen sein oder überhaupt Neubildungen darstellen. So erklärt sich auch die schlechte Abstimmung der Korngrößen der Zirkone und Apatite im Sinne der „hydraulic equivalence“, denn die Apatite sind im Verhältnis etwas zu groß.

II. Exsudat-Relikte und tektonische Relikte

Im Gegensatz zu den von der Anatexis nur wenig beeinflussten Kalksilikatgneisen und Biotit-Plagioklas-Gneisen ist das Gefüge der nun zu besprechenden Gesteine durch Abtrocknungsvorgänge und eine Metatexis geprägt worden, die zu weitgehenden Verschiebungen im quantitativen Mineralbestand geführt haben und dadurch den Rückschluß auf das Ausgangsmaterial erschweren. Es sind dies Wirkungen einer älteren Anatexis (Anatexis I), die nur zu einer Differenzierung des Altbestandes zu einem Bändergefüge führte, während die jüngere, auch in ihren tektonischen Daten abweichende Anatexis II, die in dieser Arbeit im Vordergrund steht, in der Bildung granitisch körniger Gesteine gipfelte.

1. Cordierit-Sillimanit-Gneise

Diese finden sich gelegentlich als fisch- bis linsenförmige Schollen in den Bändergneisen. Das namengebende Gefügemerkmal ist die Verdrängung ganzer Biotitzeilen durch Cordierit, die posttektonisch ist in bezug auf die Verfältelung der im Cordierit eingeschlossenen Sillimanitnadeln. Quarz-Plagioklas-Metatekte bilden s-konkordante Lagen, Nester und quer-greifende Trümer. Die Richtung der dadurch angedeuteten Verschiebung des Stoffbestandes, ob also ein Auswandern oder ein Einwandern von Quarz und Plagioklas, ein Ektekt oder ein Entekt vorliegt, ist aus dem Gefüge allein nicht zu erkennen. Man kann aber annehmen, daß ursprünglich Sedimente vorgelegen haben, die hinsichtlich ihres Chemismus' in den Sedimentationsablauf einer Geosynklinale paßten (FISCHER 1959). Da nun alle Übergänge von den erwähnten Cordierit-reichen Flasergneisen bis hin zu Gesteinen auftreten, die aus 35 Vol.-% Biotit, 29 Vol.-% Cordierit und 34 Vol.-% Sillimanit bestehen und wegen ihrer zu hohen Fe-, Mg- und Al-Gehalte nicht als Sedimente einer Geosynklinale zu erwarten sind, liegt es näher, sie als die durch das restlose Auswandern von Plagioklas-Quarz-Teilschmelzen entstandenen Relikte zu betrachten. Die hierbei ablaufenden Vorgänge entsprechen damit völlig jenen, die WINKLER (1958) experimentell nachahmte, indem er bei der Erhitzung von Quarz-Illit-Tonen auf ca. 670°C eine Alkalifeldspat-Quarz-Schmelze erhielt, wobei sich im Restgestein Fe, Mg und Al anreicherten. Die Zusammensetzung der Biotit-Plagioklas-Metatekte in den cordieritreichen Flasergneisen liegt um 48,8 Vol.-% Plagio-

klas (An 24—27%), 40,3% Quarz und 11,0% Biotit und nähert sich damit den „quarzdioritischen Metatekten“ von MEHNERT (1951), erreicht aber nicht die eutektische Zusammensetzung von 62 Vol.-% Plagioklas und 38% Quarz. Bei den überwiegend untersuchten s-konkordanten Metatekten ist dies leicht dadurch zu erklären, daß der Plagioklas blastisch gewachsen ist und Teilverflüssigungen nur in ganz geringem Umfange eingesetzt haben, so daß das Verhältnis von Plagioklas und Quarz in weiten Grenzen schwanken kann und keineswegs ein eutektisches zu sein braucht.

2. Bändergneise

Diese stellen in erster Linie das Ausgangsmaterial der Diatexite dar und zeigen einen regelmäßigen Wechsel dunkler, 0,5—1 mm mächtiger, fast ganz aus Biotit bestehender Lagen und 0,5 bis 1,5 cm mächtiger Plagioklas-Kalifeldspat-Quarz-Metatekte. Der Lagenbau ist zu, teilweise disharmonischen, Knickfalten verformt, wobei die Metatekte keine Zunahme ihrer Mächtigkeit zum Sattelscheitel zeigen. Sie sind also schon vor der letzten Faltung — einer Knick- und Biegegleitfaltung — vorhanden gewesen und haben als feste Lagen an dieser teilgenommen. Spuren einer älteren Isoklinalfaltung in den Metatekten machen es unwahrscheinlich, daß sie durch Injektion vor der letzten Faltung entstanden sind.

Die s-Flächen der Bändergneise liegen am häufigsten um 160/90, eine weitere häufige Richtung ist 125/60 NE. Die Faltenachsen der Bändergneise zeigen im Gebiet von Wulkersdorf-Hackenberg (Diagramme Abb. 5 und 6) in Wulkersdorf selbst ein NNE tauchendes Maximum, im Sammeldiagramm eine Reihe weiterer, meist steil NNE tauchender Maxima, Richtungen, wie sie für die B-Achsen der Orogenese I typisch sind (FISCHER 1939, SCHREYER 1957). Die Pole der Großkreise, auf denen die Achsenmaxima liegen, tauchen flach W, also dürfte es sich hierbei um die B-Achse der Orogenese II handeln, um die die älteren Achsen verbogen worden sind. Kleinere Biotit-Plagioklas-Gneisschollen in den Diatexiten sind mit ihren Faltenachsen, die meist mit der längsten Achse der fischförmigen Gneiskörper zusammenfallen, häufig völlig in die Richtung der jüngeren B-Achse einrotiert worden (Diagramm Abb. 7).

Die Zirkone und Apatite, die neben etwas Granat die einzigen Schwerminerale darstellen und ausschließlich im Biotit der dunklen Lagen eingeschlossen sind, sind ($l = 0,03—0,05$ mm und $b = 0,02—0,03$ mm bei Zirkon, und $l = 0,12—0,2$ mm und $b = 0,07—0,1$ mm bei Apatit) deutlich größer als in den feinkörnigen Paragneisen. Ebenso wie die häufig sehr unregelmäßigen, mit Kristallfacetten versehenen Kornformen spricht dies dafür, daß hier weitergewachsene Körner und Neubildungen vorliegen.

Die Metatekte bestehen aus ca. 26,1 Vol.-% Kalifeldspat, 41,7% Plagioklas und 32,2% Quarz und nähern sich damit nach der Nomenklatur von TRÖGER (1935) Granodioriten bis Quarzmonzonitapliten. Das Gefüge ist granoblastisch. Teilverflüssigungen mit nachfolgender tektonisch unge-

1-2-4-8-12-16 %



Abb. 5. 146 Faltenachsen in Bändergneisen, Nittenau/Opf.



Abb. 6. Faltenachsen in Bändergneisen, Hackenberg, Blatt Nittenau/Opf.

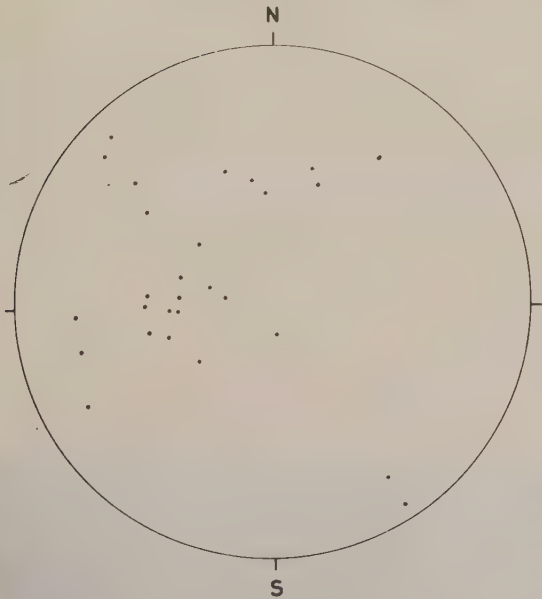


Abb. 7. Faltenachsen von Paragneisschollen in den Körnelgneisen des Blattes Nittenau/Opf.

störter Auskristallisation, an idiomorpher Begrenzung der Feldspäte und an Anlagerungsgefügen erkennbar, sind von untergeordneter Bedeutung. In den Feldspäten der Bändergneis-Metatekte sowie in denen der Diatexite treten häufig Quarze mit Tropfen- und Bipyramiden-Formen auf, auf deren Deutung daher näher eingegangen sei. Nach einer von E. DIMROTH (mündliche Mitteilung) an gleichartigen Quarzen aus dem Fichtelgebirge durchgeführten U-Tisch-Vermessung entsprechen die Begrenzungsflächen jenen der Hochquarzmodifikation. Eine Regelung der Quarzachsen gegenüber dem Gitter des Wirfeldspates ist dabei noch nicht beobachtet worden. In der Literatur trifft man für diese Quarzformen folgende Deutungen:

1. Die reinen Bipyramidenformen zeigen, daß der Quarz über dem Umwandlungspunkt Hochquarz-Tiefquarz (etwa 575°C) kristallisiert ist (ERDMANNSDÖRFER).

2. Bei blastischem Wachstum präpariert der Feldspat unter Korrosion des Quarzes kristallographische Formen, und zwar Bipyramiden, an diesem heraus (REYNOLDS 1938, VOLL 1960).

3. Die Quarzeinschlüsse sind Zeugen einer den Feldspat metasomatisch verdrängenden Quarzfront (ERDMANNSDÖRFER 1939).

4. Es handelt sich bei diesen Formen um ein in verschiedenen Stadien fixiertes Gleichgewicht zwischen Auflösung und Neuwachstum (MEHNERT 1957), da mit zunehmender Eigengestalt des Feldspatkristalloblasten auch die Tendenz der Internquarze zur Idiomorphie zunimmt, und zwar besonders in Kalifeldspat-Blasten. An anderer Stelle deutet MEHNERT die Bipyramidenformen als durch Rekristallisation nach vorausgegangener Katalase entstanden. Diese Formen sind besonders in solchen Gesteinen anzutreffen, in denen, wie z. B. im Granulit, infolge mangelnden Biotitgehalts der Quarz zur Übertragung der Scher- und Gleitbewegungen dienen muß. Danach könnten in den Bändergneisen diese Quarze Relikte aus einer Zeit darstellen, in denen die Lagensonderung in Metatekt- und Biotitlagen noch nicht ausgebildet war und daher der Quarz von Durchbewegungen stärker betroffen wurde.

Da aber andererseits Bipyramiden- und Tropfenquarze auch als Einschlüsse von Feldspäten in zweifellos magmatischen Gesteinen auftreten und sich dort zwanglos als z. T. noch unversehrte, z. T. korrodierte Hochquarze deuten lassen, die beim Wachstum des Feldspats in der Schmelze umschlossen, z. T. sogar zonar angelagert wurden, kann man also diese Formen nicht einmal dazu benutzen, um Ortho- und Paragesteine zu unterscheiden. Offenbar liegen hier Konvergenzen vor.

Über die Entstehung der Bändergneise, deren Chemismus nach der Klassifikation von TRÖGER (1935) jenem von Normalgraniten entspricht, läßt sich nichts Sicheres aussagen. Nimmt man isocheme Metamorphose an, so besteht eine erste Möglichkeit, daß das Ausgangsgestein Kalifeldspat-reiche und relativ Quarz-arme Arkosen und Grauwacken, oder auch Por-

phyrtuffe waren, aber weder sind solche mit Sicherheit aus den weniger metamorphen Zonen im Oberpfälzer Wald bekannt, noch sind Gefügerelikte zu erkennen, die für eine dieser Deutungen sprechen würden. Ebenso muß die Annahme unbewiesen bleiben, daß die Bändergneise durch die Verschleifung grobkörnig porphyrischer Granite auf dem Wege über Augengneise entstanden sein könnten, wobei die linsig verformten Orthoklas-Einsprenglinge mit den hellen Gemengteilen helle Lagen bilden, wie dies sehr schön am Kellerjoch-Orthogneis (Tirol) zu studieren ist. Nimmt man dagegen eine Injektion des gesamten Mineralbestandes der Metatekte an, die dann zu einer Aufblähung auf das 6- bis 7-fache des Volumens des Altbestandes führen würde, so ergibt sich für den Altbestand eine Zusammensetzung von 98,75 Vol.-% Biotit und 1,25% Granat, Apatit und Zirkon. Der Chemismus eines solchen Gesteins unterscheidet sich von dem sandiger mariner Tone durch zu niedrigen SiO_2 - und zu hohen Fe-, Mg- und K-Gehalt und fügt sich daher aus den bei den Cordierit-Sillimanit-Gneisen erwähnten Gründen nicht in den Sedimentationsablauf einer Geosynklinale ein. Auch die eigenartige Zusammensetzung der Metatekte, für die im Falle einer Injektion eher eine aplitgranitische zu erwarten wäre (ca. 40 Vol.-% Kf, 35% Qu., 25% Pg.), spricht gegen die Zufuhr des gesamten Metatekts.

Daher dürften die Bändergneise wohl am ehesten so entstanden sein, daß tonige Grauwacken mit einem sedimentär angelegten und bei der Metamorphose schärfer herausgearbeiteten Wechsel toniger und sandiger Lagen, wie er z. B. bei den von VOLL (1960) beschriebenen Quarz-Albit-Bändergneisen des Saxothuringikums vorliegt, im Laufe der Metamorphose Kalium zugeführt erhielten, so daß sich aus Quarz und heute nicht mehr nachweisbarem Muskowit Kalifeldspat bildete.

III. Anfangsstadien der Anatexis II

Die Umformung der Bändergneise zu Diatexiten beginnt mit der Zerschering des Lagenbaues, wobei die alten Biotitlagen zunächst z. T. als Scherflächen benutzt werden, z. T. auch von neu angelegten Scherflächen spitzwinklig überschritten werden, wobei jeweils der Grad der Homogenisierung zunimmt. In linsigen, von Scherbahnen begrenzten Körpern bleiben Faltenrelikte mit ptygmatischer Faltung erhalten, die ein allmähliches Erweichen des Gesteins bezeugen. Mit steigender Aufwärmung treten Teilverflüssigungen immer mehr in den Vordergrund und machen schließlich tektonische Deformation unmöglich, da ungeschmolzene Relikte des Altbestandes in einer Teilschmelze schwimmen und die wirkenden Kräfte sich daher nur als hydrostatisch verteilter Druck bemerkbar machen können. Es entstehen Gesteine mit einem schlierigen Wechsel Biotit-reicher und -ärmerer Partien (Abb. 8).

In anderen Fällen wandern zunächst Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Schmelzen aus und hinterlassen ein Biotit-reiches Restgewebe, das sich aber

später meist wieder auflöst und homogen in der Schmelze verteilt, so daß auch hierbei die durchschnittliche Zusammensetzung der Diatexite resultiert. Abb. 9 zeigt ein Handstück mit verschiedenen Stadien der Anatexis nebeneinander: rechts oben ein feinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis mit Biotit-reichem Saum an der Grenze zu den stärker homogenisierten Gneisen, darunter ein flaseriger Perlgnais, links daneben homogener Diatexit. Diese Gesteine zeigen folgende Zusammensetzung (in Vol.-%):

1. Feinkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis
2. Flaseriger Perlgnais
3. Homogener Diatexit

Nr.	Kf	Qu	Bio	Plag	Apatit	Muskowit
1.	—	10,2	54,8	33,7	1,3	—
2.	0,3	14,9	28,2	56,0	0,5	—
3.	16,2	30,0	18,5	34,3	0,9	0,15

Die Plagioklase zeigen in den einzelnen Typen folgende An-Gehalte:

Nr.	Kern	Zwischenschale	Rand	einheitliche Plagioklase
1.	27,0	22,0	22,0	30,5
2.	27,4	23,0	21,0	25,0
3.	23,0	25,3	17,0	27,0

Sowohl bei den einheitlichen wie bei den zonaren Plagioklasen nimmt also der An-Gehalt zum homogenen Diatexit etwas ab, wohl deswegen, weil die etwas basischeren Plagioklase bei der Exsudation bevorzugt zurückgeblieben sind. Im Diatexit tritt mehrfacher Zonarbau besonders häufig auf. Die Biotite sind in allen drei Gesteinstypen deutlich geregelt, und zwar in dem feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneis scharf in s. Diese flächige Regelung ist auch noch bei dem flaserigen Perlgnais erhalten, doch etwas aufgelockert unter schwach tautozonaler Ordnung der Maxima um ein B, das bei dem homogenen Diatexit noch deutlicher ist. Die Biotite sind hier in mehreren Flächen, wahrscheinlich Scherflächen, eingeregelt. Alle drei Gesteinstypen sind also von derselben tektonischen Beanspruchung geprägt, wenn auch in verschiedener Weise und Stärke. Durchbewegung und Auswandern von Teilschmelzen gehen hier Hand in Hand, und die zuletzt erstarrenden, mobilsten Anteile — hier der homogene Diatexit — zeigen die schwächste Verformung. Es handelt sich hier also um „Preßentmischung“ (SANDER).

IV. Quantitativer Mineralbestand der anatektischen Gesteine

Der quantitative Mineralbestand der feinkörnigen Paragneise (Abb. 10), die zusammen mit den Kalksilikatgneisen eine Auslese stabiler Relikte des Altbestandes darstellen, beträgt (in Vol.-%) : 1,2 (0—5) Kf, 38,5 (33—44) Pg, 37,6 (25—44) Qu, 22,4 (16—30) Bio. Die Werte in den Klammern

zeigen die Schwankungsbreite der Zusammensetzung. Durch ihren niedrigen Kalifeldspatgehalt grenzen sie sich gut gegen die Bänder- und Körnelgneise ab. Gemäß ihrem hohen Plagioklas- und Quarzgehalt dürften sie sich von sandigen Mergeln oder Grauwacken ableiten, quarzreiche Typen mit bis 44 Vol.-% Quarz leiten über zu den quarzitischen Paragneisen, die

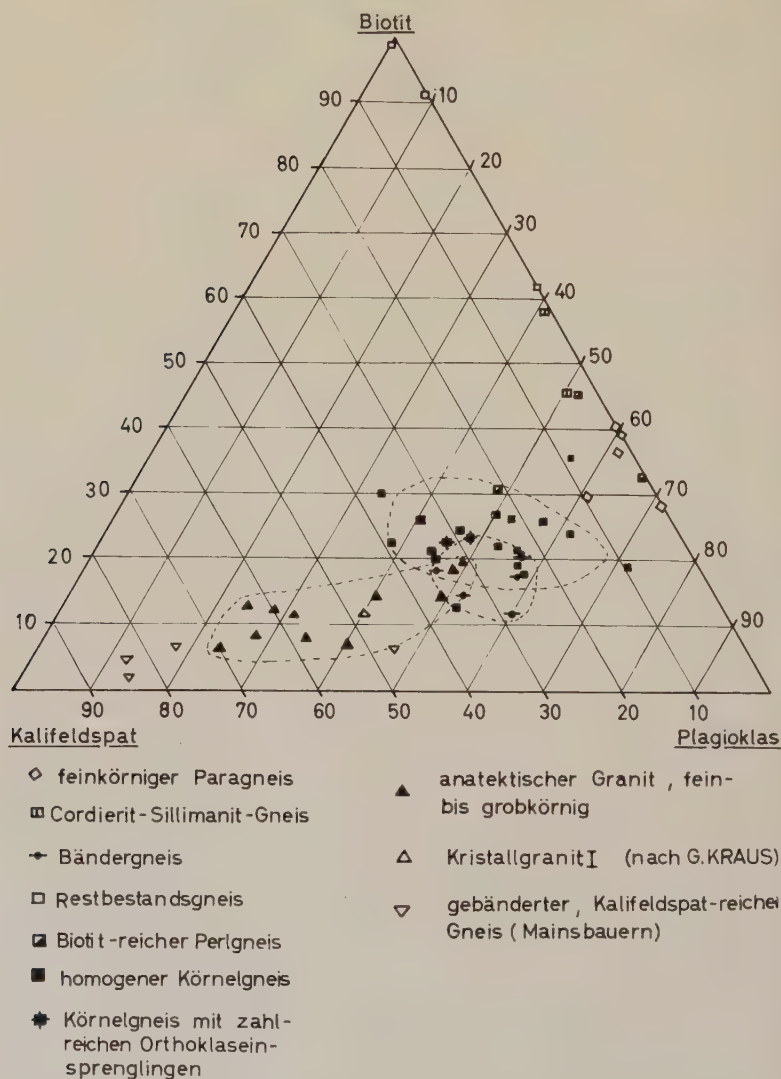


Abb. 10. Die stoffliche Zusammensetzung der prä-anatektischen und der anatektischen Gesteine des Arbeitsgebietes, dargestellt in einem Dreiecksdiagramm mit den Komponenten Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit.

BADER (1959) auf quarzreiche Grauwacken oder Arkosesandsteine zurückführt.

Die Cordierit-Sillimanit-Gneise heben sich durch höheren Biotit- und niedrigen bis fast fehlenden Kalifeldspatgehalt gut von den Bänder- und Körnelgneisen ab. Ihre Zusammensetzung beträgt im Mittel (in Vol.-%) : 1,0 Kf, 27,6 Pg, 26,3 Qu, 30,8 Bio, 11,2 Cordierit, 2,1 Muskowit, 0,3 Sillimanit, 0,2 Apatit und Granat.

Bei den Restbestandsgneisen kann der Quarz- und Feldspatgehalt je nach dem Grade der Exsudation bis auf Null sinken, dafür erreichen Cordierit und Sillimanit stellenweise zusammen bis 60 Vol.-%. Mit ihnen reichern sich auch Granat und Apatit an, letzterer erreicht in einem Fall 6,6 Vol.-%. Da von den Feldspäten zuerst der Kalifeldspat in die Exsudate geht, liegen die darstellenden Punkte der Restgesteine meist auf der Verbindungslinie von Plagioklas- und Biotitpol. Von besonderem Interesse sind die stofflichen Beziehungen zwischen Bändergneisen, Körnelgneisen und anatektischen Graniten. Von den Bändergneisen liegen 7 Integrationen vor, von den Körnelgneisen 19 und von den anatektischen Graniten 11. Der Wert für den Kristallgranit I ist aus 10 von G. KRAUS (1959) ausgeführten Integrationen gemittelt. Wenn sich auch die darstellenden Felder der Bändergneise, Körnelgneise und anatektischen Granite randlich überlappen, so sind die Schwerpunkte doch getrennt, und man entnimmt aus dem Diagramm folgende durchschnittliche Zusammensetzung:

	Kf	Pg	Bio	Qu
Bändergneise	20,2	37,5	11,8	30,5
Körnelgneise	17,6	35,9	16,9	29,5
anatektische Granite .	37,0	24,6	7,8	30,6

Da nach den Geländebeobachtungen sowohl die Körnelgneise als auch die anatektischen Granite aus den Bändergneisen entstanden zu sein scheinen, könnte man annehmen, daß der Stoffbestand der Bändergneise in einem abgeschlossenen System aufgeteilt wurde in einen basischeren, schwerer beweglichen Anteil, die Körnelgneise und einen sauereren, Kalifeldspatreicheren, leichter beweglichen Anteil, die anatektischen Granite. Diese Hypothese trifft für Kalifeldspat und Biotit einigermaßen zu, versagt aber beim Plagioklas, da beide Derivate geringeren Plagioklasgehalt besitzen als das Ausgangsmaterial. Dem Kalifeldspatanteil nach könnte der Bändergneis Diatexit und anatektischen Granit im Verhältnis von ca. 7 : 1 geliefert haben. Beim Plagioklas geht aber diese Rechnung nicht auf, und auch der Biotitgehalt im Diatexit erweist sich als zu hoch. Eine Erklärung hierfür könnte darin liegen, daß bei der Diatexis auch das Albitmolekül neu verteilt wurde. Ein Teil des Albits ging in die Kalifeldspat-Phase, und um diesen Anteil verringerte sich die Menge an Gesamt-Plagioklas, in welchem zugleich der Anorthitgehalt stieg. Dann bereitet allerdings die Herleitung der anatektischen Granite aus demselben Material Schwierigkeiten, denn in

diesen Graniten ist nicht nur der Kalifeldspatgehalt mit viel Albitmolekül hoch, sondern zugleich ist der Albitgehalt der Plagioklase höher als in den Bändergneisen. Daher dürfte bei der Diatexis doch keine Stoffkonstanz geherrscht, sondern eine Zufuhr von Alkalien stattgefunden haben.

V. Qualitativer Mineralbestand und Gefüge der Anatexite

1. Mittelkörnige Diatexite (Körnelgneise)

a) Qualitativer Mineralbestand

Bei gleichem quantitativem Mineralbestand lassen sich nach dem Gefüge folgende Typen unterscheiden:

1. Diatexite mit para- bis postkristalliner Durchbewegung

- a) mittelkörnige Diatexite mit spärlich eingestreuten Großkalifeldspäten
- b) großporphyrische Diatexite mit bis 11 cm langen Orthoklas-Einsprenglingen, die ca. 15 Vol.-% ausmachen. Infolge eines niedrigeren Kalifeldspatgehalts in der Grundmasse resultiert eine durchschnittliche Zusammensetzung, die jener des Typs 1.a) etwa entspricht.

2. Homogene bis schlierig inhomogene Diatexite mit unversehrtem Erstarrungsgefüge, ohne Spuren einer spät-kristallinen Durchbewegung. Orthoklaseinsprenglinge sind i. a. spärlich eingestreut, lokal aber auch stärker angereichert, so daß Übergänge zum Kristallgranit I (G. KRAUS 1959) entstehen.

Durch Zunahme der Korngröße sowie des Gehalts an Kalifeldspat sowie durch das Auftreten idiomorphen Cordierits (Cordierit II) ergeben sich Übergänge zu den Cordierit-Pegmatoiden.

a) *Ilmenit*

In den großporphyrischen Diatexiten und den Cordierit-Pegmatoiden findet sich Ilmenit in nach (0001) dünntafligen Formen, an denen auch die Flächen (11 $\bar{2}$ 1) und (24 $\bar{2}$ 1) ausgebildet zu sein scheinen.

b) *Zirkon und Apatit*

Der Gehalt an diesen Schwermineralien liegt bei den Diatexiten um 0,2—0,5 Vol.-%. Dabei überwiegt i. a. der Apatit den Zirkon, nur die großporphyrischen Typen sind reicher an Zirkon als an Apatit. Nur wenige Zirkone, in der Fraktion unter $b = 0,02$ mm, zeigen Geröllchenformen, die meisten dürften ihrer Kornform und Korngröße nach Neubildungen oder weitergewachsene Körner darstellen. In der folgenden Tabelle sind die durchschnittlichen Werte für 1, b und $1 : b$ für die einzelnen Diatexittypen zusammengestellt, auch der Prozentsatz idiomorpher Körner ist vermerkt.

Nr.	Schliff Nr.	Gesteinstyp				
1.	6955	Körnelgneis				
2.	208, 6951	Körnelgneis				
3.	5215	großporphyrischer Körnelgneis				
4.	195 a + b	großporphyrischer Körnelgneis				
Nr.	l (mm)	b (mm)	l : b	l _{max.}	b _{max.}	% idiom. Körner
1.	0,04 —0,07	0,03 —0,04	1,5 —2,0	0,14	0,08	26
2.	0,04 —0,05	0,025	1,5 —2,0	0,3	0,1	24
3.	0,05—0,06	0,03	2,0	0,24	0,18	41
4.	0,06—0,08	0,03—0,04	2,0	0,3	0,14	35

Interessanterweise nehmen bei den schon makroskopisch dem Kristallgranit I ähnlichen großporphyrischen Typen der Prozentsatz idiomorpher Körner sowie das Längen-Breiten-Verhältnis zu, das Gestein führt also mehr idiomorphe, nadelige Zirkone. Mit den Zirkonen der Bändergneise stimmen jene der Körnelgneise in der Korngröße gut überein, scheinen also bei der Diatexis nicht allzu stark weitergewachsen zu sein. Beim Apatit überwiegen idiomorphe Formen die gerundeten bei weitem. Im Biotit sind die Apatite meist isometrisch mit $b = 0,04—0,08$, nur selten finden sich nadelige Formen mit $l : b = 5$. Die auf Korngrenzen des Biotits sowohl gegen andere Biotite als auch gegen Quarz und Feldspäte liegenden Apatite zeichnen sich durch gedrungene Formen ($l : b = 1,5$) und höhere Korngrößen ($b = 0,06—0,1$ mm) aus. In den Feldspäten zeigen die Apatite meist lang-säuligen bis nadeligen Habitus ($l : b = 2,5—10$). Da sich bei blastischem Wachstum von Apatit, z. B. in den Metatexitgneisen der Bohrung Scherstetten (HOENES 1955), stets gedrungene Formen mit unregelmäßigen Grenzen bilden, dürften sich nadelige Apatite nur bei der Auskristallisation aus einer Schmelze bilden. Wie im Flossenbürger Granit dürften die gedrun-genen Apatite eine ältere Generation darstellen, die bevorzugt von früher kristallisierenden Mineralien, vor allem Biotit, umschlossen und angelagert wurde, während die nadeligen Apatite als jüngere Generation sich vor allem in den später auskristallisierenden Feldspäten finden. Nur die auf Korngrenzen liegenden, meist ellipsoidischen Apatite fügen sich nicht in dieses Schema ein, sondern dürften sich bei der Rekristallisation der Diatexite nach der spätkristallinen Durchbewegung gebildet haben, bei der also auch Apatitsubstanz auf den Korngrenzen zirkulierte.

Von genetischer Bedeutung sind weiterhin die Verteilungshäufigkeiten von Zirkon und Apatit in verschiedenen Wirtmineralien. Die Verteilungshäufigkeit H stellt dabei die in Kornzahlen gemessene Häufigkeit des betreffenden Schwerminerals in dem jeweiligen Wirtmineral dar, bezogen auf die Gesamtzahl der in der betreffenden Probe untersuchten Zirkone = 100%. Da die Tatsache, daß die Verteilungshäufigkeit des Gastminerals mit dem Volumanteil des Wirts am Gestein steigt, die Ergebnisse verzerrt und für

Vergleiche ungeeignet macht, dividiert man, um diesen Einfluß zu eliminieren, H durch die Vol.-% des Wirtminerals im Gestein und erhält so nach G. KRAUS (1959) die Einschlußdichte $D = \frac{H(\%) \text{ des Gastes im Wirt}}{\text{Vol.-% Wirt im Gestein}}$.

Um eine Verfälschung der Ergebnisse zu vermeiden, die dadurch entsteht, daß kleinste Zirkone, und sogar solche, die gar nicht mehr im Schliff enthalten sind, sich im Biotit durch ihre Strahlungshöfe zu erkennen geben, in den Feldspäten und im Quarz aber leicht übersehen werden, wurde das Auszählen auf größere Zirkone beschränkt. Verdrängungen, durch die ursprünglich z. B. im Biotit eingeschlossene Zirkone in andere Mineralien, z. B. Quarz, gelangt sein könnten, sind nur von sehr geringem Umfang und verfälschen daher die Ergebnisse nur unwesentlich. Die folgenden Tabellen geben die Einschlußhäufigkeiten und Einschlußdichten von Apatit und Zirkon in verschiedenen Wirtmineralien.

Nr.	Schliff Nr.	Gestein, Fundpunkt
1.	6955	Körnelgneis, Kirchberg
2.	208	Körnelgneis, Asang
3.	6951	Körnelgneis, Refberg
4.	5215	Großporphyrischer Diatexit, Stall
5.	195 a + b	Großporphyrischer Diatexit, Plitting

1. Verteilungshäufigkeit H von Zirkon in (Bio—Kgr.: auf Korngrenzen des Biotits)

Nr.	Apatit	Biotit	Bio-Kgr.	Plag.	Kf.	Qu.	Bio-Summe
1.	—	72,0	7,7	15,4	5,1	—	79,7
2.	2,3	81,5	7,0	4,1	2,3	2,6	88,5
3.	2,9	85,5	2,9	8,8	—	—	88,5
4.	3,0	75,0	—	11,7	—	10,3	75,0
5.	0,8	75,5	7,7	10,8	—	5,4	83,2

2. Verteilungshäufigkeit H von Apatit in

Nr.	Erz	Orthit	Bio	Bio-Kgr.	Plag.	Kf.	Qu.	Bio-Summe
1.	—	—	70,0	16,3	8,9	3,3	1,6	86,3
2.	—	—	66,5	24,2	3,3	3,3	2,5	90,7
3.	—	0,5	85,0	12,0	1,0	—	2,3	97,0
4.	2,0	2,5	76,0	5,0	11,0	2,0	3,0	81,0
5.	—	—	65,3	4,4	26,5	—	4,4	69,7

3. Einschlußdichte D

von Apatit in					von Zirkon in			
Nr.	Bio-Summe	Pg.	Kf.	Qu.	Bio-Summe	Pg.	Kf.	Qu.
1.	4,4	0,3	0,13	0,07	4,05	0,5	0,12	—
3.	5,25	0,25	—	0,08	4,78	0,22	—	—
5.	3,7	0,7	—	0,13	4,4	0,29	—	0,16

Schwierigkeiten bereitet die Zuordnung der häufig auf Korngrenzen des Biotits liegenden Zirkone und Apatite. In Magmatiten, in denen

die Anreicherung dieser Mineralien im und am Biotit auf Anlagerung in der Schmelze zurückgeht, können die auf Korngrenzen des Biotits liegenden Körner als ebenfalls angelagert betrachtet und daher dem Biotit zugerechnet werden. Führt man dies auch im vorliegenden Falle durch, so kommt man z. B. für Apatit zu Verteilungshäufigkeiten, die jenen im Kristallgranit I (nach G. KRAUS (1959) für Apatit in Biotit 92,4%) nahe kommen oder diese sogar überschreiten (90,7% für Apatit bei Nr. 2, 97,0% bei Nr. 3 in der Kolonne „Bio-Summe“), in allen anderen Fällen aber niedriger liegen. Von den Zirkonen liegen im Kristallgranit I 92,5% im oder am Biotit, in den Körnelgneisen in zwei Fällen 88,5%, sonst weniger. Gemeinsame Züge zeigen Kristallgranit I und Körnelgneise darin, daß der Biotit mit weitem Abstand die meisten Apatite und Zirkone umschließt, und daß die Verteilungshäufigkeit dann vom Plagioklas über Kalifeldspat zum Quarz hin abnimmt. Führt man die Anreicherung von Zirkon und Apatit im und am Biotit in den Körnelgneisen auf dieselbe Ursache zurück wie im Kristallgranit I, nämlich auf Anlagerung in der Schmelze, so sollte man erwarten, daß die Verteilungshäufigkeit auch dieselben Werte wie im Kristallgranit erreicht, oder diese noch übersteigt, da ja die Körnelgneise etwas Biotit-reicher sind und dadurch den Zirkonen und Apatiten noch reichlicher Gelegenheit zur Anlagerung bieten konnten. Dies ist jedoch nicht der Fall, und die Werte für die Einschlusdichten D liegen dementsprechend unter jenen im Kristallgranit I. Andererseits liegen in den Bändergneisen die Zirkone und Apatite fast ausschließlich im Biotit der dunklen Lagen, sei es, daß hier noch die primäre Bindung der Schwermineralien an Chlorit und Serizit der Feinsiltlagen des Ausgangssediments vorliegt oder schon eine metamorphe Anreicherung, und es ist zu erwarten, daß bei der Diatexis diese Bindung weitgehend erhalten bleibt, so daß man also zunächst keine Mitwirkung von Teilverflüssigungen anzunehmen braucht. Vielmehr ist in den Körnelgneisen sogar eine gewisse Verstreuung der Zirkone und Apatite eingetreten. Wahrscheinlich gerieten durch die die Diatexis einleitenden Scherbewegungen einige Zirkone und Apatite in die hellen Mengenteile, und bei der nachfolgenden Aufschmelzung sank die Viskosität nicht so stark, daß alle „verlorengegangenen“ Zirkone und Apatite wieder „eingesammelt“ werden konnten.

r) *Orthit*

Orthit tritt bevorzugt in den großporphyrischen Diatexiten in ca. 0,4 mm, maximal 1,4 mm langen rundlich-säuligen, z. T. auch roh idiomorphen Körnern meist als Einschuß im Biotit auf. Er zeigt infolge Isotropisierung orangebraune Färbung, kräftige Dispersion der Auslöschung (rauchbraun/rauchblau) und erzeugt im umgebenden Biotit kräftige pleochroitische Höfe. Orthit ist in solcher Menge aus Paragneisen des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz bisher nicht bekannt, und im Schwarzwald führt REIN (1952) die Orthitbildung in den „Mischgneisen“

wegen der dazu erforderlichen Ce- und La-Zufuhr auf Durchgasungen aus unterlagernden Orthogesteinskörpern zurück. Von dicht angrenzendem Kristallgranit I unterscheiden sich die Orthit-führenden großporphyrischen Diatexite durch ihr tektonisches s-Gefüge, stellen also altersverschiedene Bildungen dar. Wie groß dieser Altersunterschied ist, muß ungewiß bleiben. Da der Aufstieg, die Platznahme sowie die Erstarrung der Kristallgranitmassen erhebliche Zeiträume, wahrscheinlich Millionen Jahre umfaßt, ist es möglich, daß magmatische Wirkungen, so z. B. Durchgasungen des Daches und damit z. B. auch Orthitbildung in diesem, weit vorausseilen, bevor die Schmelze selbst in Erscheinung tritt.

d) Biotit

Entsprechend seinem Pleochroismus (n_x = hellbraungelb, $n_y = n_z$ = dunkelrotbraun) dürfte der Biotit gemäß HALL (1941) in TRÖGER (1956) einen gewissen TiO_2 -Gehalt besitzen, und dieser zeigt sich auch bei der Chloritisierung des Biotits durch das Auftreten von Sagenit und Titanit. Wie schon frühere Bearbeiter der Perlgneise (z. B. ST. DÜRR 1958) beobachteten, tritt der Biotit in diesen in zwei Generationen auf: die von Feldspäten umschlossenen Biotite sind relativ klein und häufig sauber nach Prisma und Basis idiomorph, dagegen bilden jene der Grundmasse die bekannten verzahnten Scheiter. Beim Kristallgranit I kann man diese bei ihm in gleicher Weise auftretenden Unterschiede zwischen Intern- und Extern-Biotiten durch eine sich teilweise überlappende Ausscheidungsfolge Biotit—Feldspat erklären, durch die einige Biotite von Feldspäten umschlossen und damit von weiterer Stoffzufuhr abgeschnitten wurden. Vielleicht trifft diese Deutung auch für die Körnelgneise zu.

e) Hypersthen

Der nur ausnahmsweise in einigen Diatexittypen auftretende Hypersthen bildet rundlich-buchtig begrenzte Körner, die meist eng mit Biotit verwachsen sind und von Spaltrissen aus in ein blaßgelbgrünes, nicht näher bestimmbares Phyllosilikat umgewandelt werden. Gemäß seinen optischen Daten (Pleochroismus: n_x = blaßrosa, n_x = blaßgraugrün, $2V_z = 56, 58, 60^\circ$, $n_z - n_x = 0,014$) handelt es sich nach dem Diagramm von TRÖGER (1956) um einen Hypersthen mit ca. 33 Mol-% Fe^{2+} . Das Auftreten von Hypersthen spricht für einen gewissen Mangel an leichtflüchtigen Bestandteilen, die zur Bindung des Fe und Mg, z. B. in Hornblenden oder Biotit, nötig wären, und somit für „trockene“ Bildungsbedingungen dieser Gesteine.

f) Granat

Der ebenfalls seltene Granat bildet große, zerlappte und von Quarzschläuchen korrodierte Körner und enthält manchmal parallelgeregelter Biotite, die bei der Verdrängung des Granats durch Plagioklas und Quarz in unveränderter Lage übernommen werden. Hierbei liegen entweder Ver-

drängungsrelikte eines ehemals größeren Biotits oder scharf in ein prä-anatektisches „s“ eingeregelter Biotite vor, die in letzterem Falle also prä-anatektische Relikte sind.

g) *Cordierit*

Zwei Generationen von Cordierit treten in den Körnelgneisen auf:

1. Rundliche, z. T. auch langgestreckte Aggregate mit Felderteilung und helizitischen Intern-Sillimaniten. Ihr Achsenwinkel $2V_x$ beträgt 38, 48, 36, 42, 48°, im Mittel also 42°. Dem nächstgelegenen Wert von 45° auf der von TRÖGER (1950) angegebenen Kurve für $2V_x$ entspricht ein Gehalt an Eisencordierit von 42 Mol-%. Dieser Cordierittyp ist wohl unverändert aus Cordierit-Sillimanit-Gneisen übernommen worden (Cordierit I).

2. Hypidiomorphe und idiomorphe Cordierite mit säuliger Tracht, die oft im Kern einige Sillimanitnadeln und -körner enthalten. Bis auf den Gehalt an Sillimanit gleichen sie damit dem Cordierit II der Pegmatoide. Als Achsenwinkel der gelegentlich lamellar verzwilligten Körner wurde gemessen $2V_x = 68, 70, 72, 75^\circ$, im Mittel also 71° , an anderen Proben 51° . Da es sich angesichts der relativ niedrigen Lichtbrechung um Fe-ärmere Cordierite zu handeln scheint, dürfte der Achsenwinkel von 71° einem Gehalt an Eisencordierit von 22 Mol-% entsprechen; für den Wert $2V_x = 51^\circ$ erhält man zwei Angaben, nämlich 37 und 55 Mol-% Eisencordierit, zwischen denen eine Entscheidung ohne eine genaue Bestimmung der Lichtbrechung unmöglich ist. Dieser Typ von Cordieriten scheint z. T. aus Cordierit I umkristallisiert, z. T. bei der Anatexis II neugebildet worden zu sein. Ebenso wie das Fehlen von primärem Muskowit spricht die Stabilität von Cordierit bei der Anatexis für „trockene“ Bedingungen.

h) *Die Feldspäte*

A. Die Kornformen und Korngrößen

Kalifeldspat-Kristalloblasten bilden amöboide Körner in oft extrem xenoblastischer Ausbildung, die mit Pseudopodien in die Grundmasse hineinragen, wobei sich um die korrodierten Plagioklase an der Grenze zum Kalifeldspat ein Myrmekitsaum bildet (BADER 1959, S. 84 Abb. 33). In BECKE's kristalloblastischer Reihe steht der Kalifeldspat am Schluß.

Bei der Kristallisation aus Schmelzen dagegen sind beim Kalifeldspat die Flächen (001), (010), (110) und $(\bar{2}01)$ meist gut ausgebildet, der Habitus nach (010) tafelig und nach der a- oder c-Achse gestreckt. Die nach KÖHLER (1950) nur bei freier, ungehinderter Auskristallisation aus der Schmelze gebildete $(\bar{2}01)$ -Fläche macht sich durch abwechselndes Übergreifen über die (001)-Fläche des Nachbarindividuums bei Karlsbader Zwillingen in einem gestuften Verlauf der Zwillingsnaht bemerkbar. Dieses Merkmal läßt die magmatische Entstehungsweise von Kalifeldspäten auch dann noch erkennen,

wenn der äußere Umriß infolge späterer metasomatischer Reaktionen mit dem Grundgewebe keine Idiomorphie mehr zeigt oder die Einsprenglinge durch Tektonik zu linsigen Scherlingen verschliffen werden.

In den Diatexiten treten neben linsigen Großkalifeldspäten solche mit tafligem Habitus und gut ausgebildeten (010)-Flächen auf. In den großporphyrischen Diatexiten sind nach (010), (001) und $\bar{2}$ 01) idiomorphe Karlsbader Zwillinge von Kalifeldspat in der Überzahl, sogar der einspringende Winkel zwischen den (001)- und $\bar{2}$ 01)-Flächen ist zu beobachten.

Die Plagioklase zeigen im Kristallgranit I deutliche Unterschiede in Korngröße und Habitus, je nachdem, ob sie im Kalifeldspateinsprengling oder in der Grundmasse liegen: die vom Kalifeldspat umschlossenen Plagioklase sind i. a. kleiner mit dünntafligem Habitus im Vergleich zu den größeren, dicktafligen bis gedrungenen Plagioklasen der Grundmasse. Das nach der bei Apatit und Zirkon angewandten Methode gezeichnete Diagramm Abb. 11 zeigt diese Unterschiede für einen Kristallgranit von Blatt Reichenbach/Opf. Der Habitusunterschied ist hier nur schwach ausgeprägt, der Korngrößenunterschied aber deutlich. Dadurch daß, ebenso wie bei der folgenden Diagrammen, der untersuchte Schliff parallel c und senkrecht zu (010) des Kalifeldspats liegt, wird der Schnitteffekt stark zurückgedrängt, der wegen der bedeutenden Größe der untersuchten Körner im Vergleich zur Schliffdicke sonst zu erheblichen Verzerrungen führen würde. Die unterschiedliche Korngröße ist einfach dadurch zu erklären, daß die Intern-Plagioklase durch die relativ frühzeitige Umschließung am Wachstum gehindert wurden, während die Plagioklase der Grundmasse noch weiterwachsen konnten. Der unterschiedliche Habitus mag z. T. auf einen Wechsel in Konzentration und Viskosität der Schmelze zurückgehen, z. T. erklärt er sich durch die schwache spätkristalline Durchbewegung des Kristallgranits I, bei der dünntaflige Plagioklase in der Grundmasse zerbrochen, während dieselben im Kalifeldspateinsprengling vor der Kataklyse geschützt waren.

Dieselben Korngrößen- und Habitusunterschiede der Plagioklase zeigen sich auch in den Diatexiten und Körnelgneisen (Diagramme Abb. 12—14), hier z. T. noch deutlicher als im Kristallgranit. Infolge der stärkeren tektonischen Formung der Körnelgneise sind in diesen noch mehr Plagioklase der Grundmasse zerbrochen. Auch die Korngrößen- und Habitusunterschiede der Plagioklase in den Diatexiten liefern also ein Argument für deren Kristallisation aus einer Schmelze.

B. Die Zwillingsbildungen der Feldspäte

Zwei Typen von Zwillingen sind hier zu unterscheiden: polysynthetische lamellare Zwillinge (vor allem Albit- und Periklin-Zwillinge) und einfach gebaute, i. a. nur aus zwei Individuen bestehende Zwillinge (Karlsbader, Manebacher, Bavenoer Gesetz).

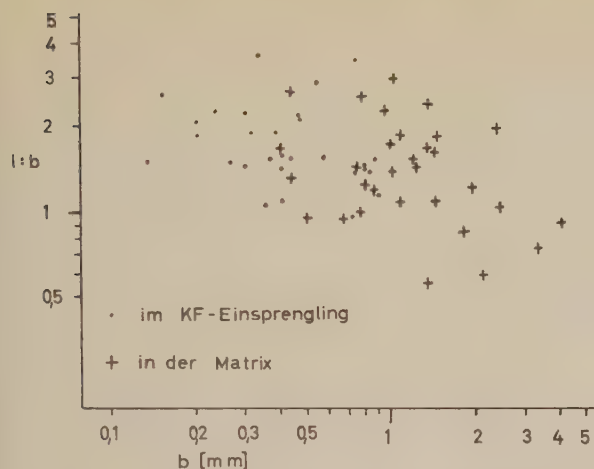


Abb. 11. Längen-Breiten-Diagramm von Kalifeldspat-internen und -externen Plagioklasen. Kristallgranit I, Blatt Reichenbach/Opf.

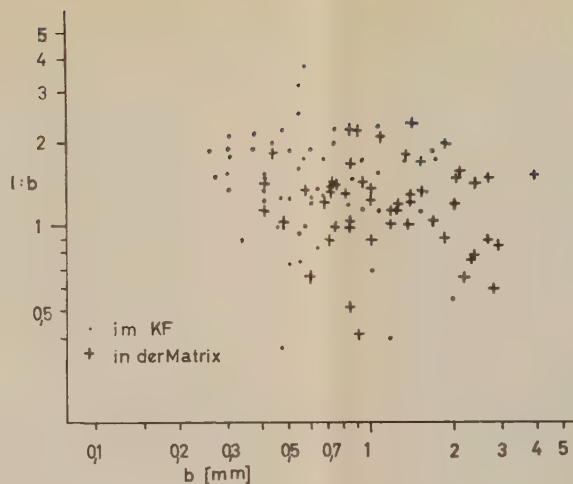


Abb. 12. Längen-Breiten-Diagramm von Kalifeldspat-internen und -externen Plagioklasen. Großporphyrischer Diatexit, Plitting, Blatt Nittenau/Opf.

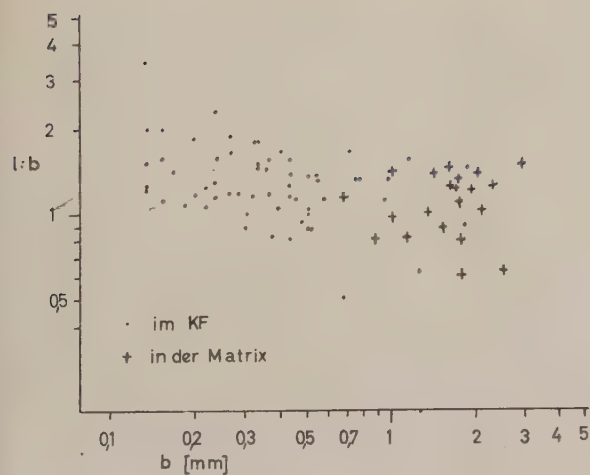


Abb. 13. Längen-Breiten-Diagramm von Kalifeldspat-internen und -externen Plagioklasen. Homogener Diatexit, Bodenstern, Blatt Nittenau/Opf.

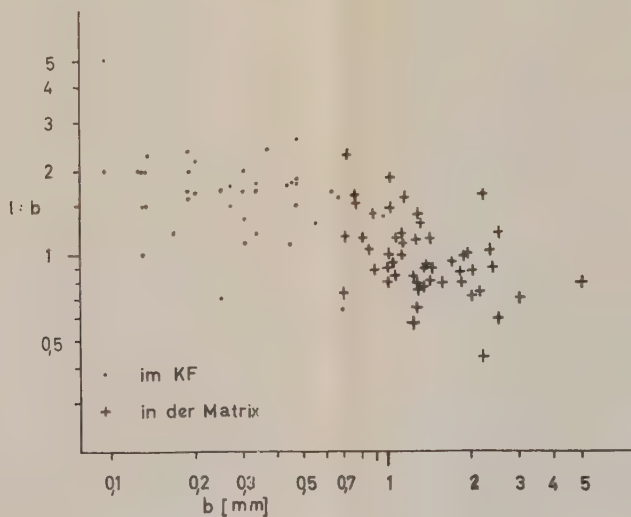


Abb. 14. Längen-Breiten-Diagramm von Kalifeldspat-internen und -externen Plagioklasen. Körnelgneis, Refberg, Blatt Nittenau/Opf.



Die polysynthetischen Zwillinge stellen nach der Meinung der meisten Forscher, wie KÖHLER, RAAZ, BAIER, sekundär gebildete Schiebelamellen dar, die auf Spannungen im Gitter des Feldspates zurückgehen. Solche entstehen durch die Wärmecontraktion, durch den Übergang von einer hypothetischen, bei höherer Temperatur beständigen pseudomonoklinen bis fast monoklinen Modifikation des Plagioklases in die triklone, beim Kalifeldspat durch die Beimischung von Albitkomponente sowie die unregelmäßige Verteilung der Si- und Al-Atome (BARTH, LAVES), die nur bei höherer Temperatur im Gitter bestehen kann, und schließlich auch durch mechanische Beanspruchung. Die aus letzterer Ursache entstehenden Lamellen sind daran zu erkennen, daß sie an der beanspruchten Stelle in hoher Zahl auftreten und in einiger Entfernung auskeilen.

Die Karlsbader Zwillinge sind Wachstumszwillinge, wie der häufig gestufte Verlauf der Zwillingsnaht sowie das Fehlen polysynthetischer Zwillinge nach diesem Gesetz zeigt. Unsicher ist nur, ob die beiden Individuen vom Keime auf verzwilligt gewachsen sind oder ob in der Schmelze eine zwillingsgerechte Aneinanderlagerung zweier sehr kleiner, selbständiger Kalifeldspäte stattgefunden hat. Treten die Stufen im Verlauf der Zwillingsnaht von der Mitte des Kalifeldspats an auf, so ist dieser vom Keime auf verzwilligt gewachsen, denn nur dann können ja die (001)- und ($\bar{2}01$)-Flächen der verzwilligten Individuen abwechselnd übereinandergreifen. Dies ist bei den meisten Kalifeldspateinsprenglingen der Diatexite zu beobachten. Einen weiteren Beweis liefert die Anordnung der angelagerten Plagioklase in Anlagerungskegeln und -zonen: im Falle der Aneinanderlagerung zweier fertiger Kalifeldspäte müßte jeder sein selbständig ausgebildetes Anlagerungsgefüge mitbringen. Tatsächlich beobachtet man aber im Kristallgranit I und in den Körnelgneisen nur einen einzigen, von der Zwillingsnaht etwa symmetrisch geteilten Anlagerungskörper oder im Schnitt ringförmige Anlagerungszonen, die über die Zwillingsnaht hinwegsetzen.

Nach GORAI (1951) herrschen bei den Plagioklasen der Plutonite das Albit- und Karlsbader Gesetz, außerdem treten Komplexzwillinge auf (Albit/Karlsbader, Manebach- und Baveno-Gesetz), diese kommen aber in metamorphen Gesteinen nur spärlich vor, und dafür überwiegen hier Albit- und Periklin-Gesetz. GORAI deutet diese Verteilung der Zwillingsgesetze durch die Annahme, daß sich Komplexzwillinge nur bei Auskristallisation aus Schmelzen bilden. In den Diatexiten und Körnelgneisen treten Albit/Karlsbader Zwillinge, als einzige Komplexzwillinge, spärlich in der Grundmasse auf, häufiger aber bei den in Kalifeldspäten eingeschlossenen Plagioklasen und jenen in Differentiaten und Mobilisaten. In den Orthoklas-Einsprenglingen sind ca. 86% der Plagioklase lamellar nach dem Albit- und Periklin-Gesetz, 9% nach dem Albit/Karlsbader Komplexgesetz verzwilligt, und die restlichen 5% lassen in der betreffenden Schnittlage ohne U-Tisch-Untersuchung keine Lamellen erkennen. In der Grundmasse sind

fast alle Plagioklase verzwillingt, und zwar ausschließlich nach dem Albit-Gesetz. Diese Verteilung der Zwillingsgesetze ist z. T. dadurch zu erklären, daß in der Grundmasse zahlreiche aus Paragneisen übernommene und nur weitergewachsene Kristalloblasten stecken, andererseits aber auch dadurch, daß die Internplagioklase vor mechanischen Beanspruchungen geschützt waren, während durch die Rekristallisation nach der spätkristallinen Durchbewegung die Komplexzwillinge in der Grundmasse zerstört und durch Schiebelamellen ersetzt wurden. Ein ähnliches Verhalten zeigt auch der Quarz: er bildet in den Feldspäten glatt bis schwach undulös auslöschende Körner, zeigt dagegen in der Grundmasse Spuren starker Deformation.

C. Interngefüge und Chemismus der Feldspäte

Der Kalifeldspat tritt in den Diatexiten und Körnelgneisen in vier verschiedenen Ausbildungen auf:

1. Die bis 5 cm langen, nach (010) tafligen und eben begrenzten, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Einsprenglinge besitzen einen Achsenwinkel $2V_x = 46, 50, 52, 58, 60, 60^\circ$. Die Werte häufen sich um zwei Mittel: 49° und 59° . Bei einem Teil dieser Kalifeldspäte fällt n_z mit dem Pol von (010) zusammen, hier handelt es sich also um Orthoklas, der nach dem Achsenwinkel von 49° bzw. 59° gemäß dem Diagramm von TUTTLE (1952) in TRÖGER (1956) 20 bzw. 30 Mol-% Albit enthält. Bei der Mehrzahl liegen aber n_z und der Pol von (010) bzw. die Basispole nach (010) angelagerter Biotite um $5-6^\circ$ auseinander. Hier handelt es sich also um Übergangsglieder, die zwischen Orthoklas und Mikroklin stehen, aber noch keine Gitterung zeigen. Die Unsicherheit der optischen Bezugsdaten erlaubt keine genauere Angabe des Albitgehaltes. Perthit tritt in spindel- und flammenförmigen Körpern auf und umsäumt die Tropfen- und Bipyramiden-Quarze, häufig stehen in der Nähe des Quarzeinschlusses die Spindeln etwa senkrecht zur Grenze Kalifeldspat/Quarz, füllen also latente Risse. Die Anreicherung des Perthits um Quarzeinschlüsse läßt sich folgendermaßen deuten: Nach D'ANS-LAX (1949) ist der thermische Ausdehnungskoeffizient für Quarz größer als für Feldspat. Dieser Unterschied macht sich in einer stärkeren Kontraktion des Quarzes im Vergleich zum Feldspatwirt vom Zeitpunkt der Auskristallisation des Feldspats an bemerkbar, und dadurch entsteht um die Quarzeinschlüsse ein latenter Hohlraum, in den die bei der Abkühlung ebenfalls freiwerdende Albitsubstanz einwandert.

Ein eingehender untersuchter Kalifeldspat dieses Typs zeigt folgendes Interngefüge: Von 56 Intern-Biotiten sind 28,5% mit der Basis parallel (010), 7,2% // (201) und 3,6% // (001) eingeregelt, von den restlichen 60,5% ist etwa die Hälfte der Pole um $10-15^\circ$ von n_z entfernt, die Eingeregung also wohl nicht ganz zu Ende geführt worden, die andere Hälfte völlig ungeregelt. Von 42 untersuchten Intern-Plagioklasen sind mit (010) 69% // (010), 2,4% // (001) und 2,4% // (201) des Orthoklases geregelt, 26% zeigen keine Flächenregelung. Die mit (010) // (010) des Kalifeldspats

geregelten Plagioklase zeigen überwiegend auch Gitterregelung, und zwar Parallelität der c-Achsen. Die Abb. 15 und 16 zeigen Karlsbader Zwillinge von Orthoklas mit zonarem Internegefüge.

Als Erklärung dieser orientierten Einlagerungen von Biotit und Plagioklas in Kalifeldspat ist eine Anlagerung in der Schmelze unter gegenseitiger Beeinflussung der beiden Gitter die wahrscheinlichste. Gegen die Theorie des Einrotierens von Plagioklasen durch die Kristallisationskraft der (010)-Flächen des Kalifeldspats spricht zunächst die Tatsache, daß blastisch wachsende Kalifeldspäte keine idiomorphen, sondern amöboide Individuen bilden und Plagioklase unter leichter Korrosion, aber ohne deren Lage zu verändern, übernehmen. Ebenso spricht die Einregelung in (201) sowie die beobachtete Gitterregelung gegen diese Theorie. In der gleichen Weise wie Biotite und Plagioklase sind gelegentlich auch Apatite und Zirkone mit ihrer längsten Achse parallel der (010)-Fläche des Kalifeldspat- oder Plagioklas-Wirts eingeregelt. Entsprechende Regelungen sind aus Vulkaniten von A. MAUCHER (1943) und aus dem Kristallgranit I von G. KRAUS (1959) beschrieben worden.

2. Daneben treten bis 3 cm lange dicklinsen- bis pflaumenkernförmige Orthoklase mit zahlreichen bis 2 mm großen Tropfen- und Bipyramidenquarzen auf. Häufig sind diese Kalifeldspäte von einem dünnen Biotitsaum umgeben. Entsprechend den gemessenen Achsenwinkeln von 50, 54, 58, 60° liegen Orthoklase mit 25 Mol-% Albit vor. Die Achsenlagen der eingeschlossenen Quarze zeigen keine straffe Regelung gegenüber dem Gitter des Feldspatwirts, allerdings erweisen sich die Kleinkreise um n_y mit Öffnungswinkeln von 40 bis 60° als bevorzugt gegenüber anderen Lagen. Von den optischen Vektoren n_x und n_z halten die Quarzachsen immer weitere



Abb. 15. Orthoklaseinsprengling mit zonar angelagerten und flächengeregelten Plagioklaseinschlüssen. Homogener Diatexit, Bodenstein, Blatt Nittenau/Opf.

Abstände. Eine Regelung der Basisflächen der überwiegend glatt nach der Basis und z. T. auch in der Prismenzone begrenzten Internbiotite ist nicht zu beobachten, von 26 Biotitpolen liegen zwei nahe dem Pol der (001)-Fläche des Kalifeldspats und einer nahe dem Pol von (010). Plagioklase, einige wenige bemerkenswerterweise als Albit/Karlsbader Zwillinge ausgebildet, finden sich nur spärlich als Einschlüsse, und zwar vorwiegend in der äußeren Zone des Kalifeldspats. Ihr Anorthitgehalt stimmt mit jenem der Grundmasseplagioklase überein. Einer dieser Plagioklase ist mit der a-Achse parallel n_z , also der b-Achse des Orthoklases, geregelt. Diese Kalifeldspäte lassen zwei Wachstums-Stadien erkennen: ein älteres, das durch die zahlreichen Quarzeinschlüsse im Kern gekennzeichnet ist. In diesem Stadium wuchs entweder der Kalifeldspat als Kristalloblast in einem quarzreichen Grundgewebe, oder es handelt sich hier um Reste eines zerschernten Pegmatoids, das sich durch K- und Al-Zufuhr aus einem alten Quarzgang gebildet hat, von dem heute nur noch kleine Relikte in Form der Bipyramiden- und Tropfenquarze vorhanden sind. In der äußeren Zone scheint der Orthoklas in teilverflüssigter Phase gewachsen zu sein, aus der sich auch ein Teil der eingelagerten Biotite und Plagioklase ausschied und in der sich die erwähnten, wenn auch seltenen, orientierten Anlagerungen ausbildeten.

3. In amöboiden Formen füllt der Kalifeldspat Zwickel in der Grundmasse, vor allem zwischen Quarzen, und korrodiert schwach Plagioklas und Quarz. Entsprechend den gemessenen Achsenwinkeln von 46, 50, 52, 54, 55, 58°, im Mittel 53°, handelt es sich um Orthoklas mit ca. 25 Mol-% Albit. Wahrscheinlich haben sich diese Orthoklase als letzte Ausscheidungen in einem schon weitgehend verfestigten Gefüge von Biotit, Plagioklas und Quarz, also als „Endoblasten“ nach ERDMANNSDÖRFER (1949, 1950), gebildet, wobei die angrenzenden Kornarten noch etwas korrodiert wurden. Ein gleichartiger Typ von Kalifeldspäten kommt im Kristallgranit I vor (G. KRAUS 1959).

4. In den hypersthenführenden Typen der Diatexite treten metasomatisch verdrängende Kalifeldspäte in amöboiden Individuen und als Antiperthit im Plagioklas auf, aus dem sie Apatit- und Biotit-Einschlüsse herauspräparieren. Auch hier handelt es sich nach den gemessenen Achsenwinkeln von 44, 46 und 45° um Orthoklas.

Die Kristallisation aller dieser vier Kalifeldspattypen dürfte also nach N. L. BOWEN (1952) zwischen 600 und 650° C erfolgt sein.

Die Plagioklase der Diatexite sind überwiegend einheitlich, nicht zonar gebaut. Was den Anorthitgehalt betrifft, so liegt er in den Bändergneisen um 24–25 Mol-%, in den gebänderten Diatexiten bei 25–27% und in den homogenen Diatexiten und Körnelgneisen bei 29–35%, wobei die Plagioklase in der Grundmasse und in den Orthoklaseinsprenglingen gleiche Anorthitgehalte besitzen. In den mittel- bis grobkörnigen anatektischen Graniten beträgt der An-Gehalt 22–25%, in den feinkörnigen ebenfalls

ca. 24% und im Kristallgranit I 23—26%. Das Diagramm Abb. 17 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Anorthitgehalte der Plagioklase in den Bändergneisen und den anatektischen Gesteinen. Es zeigt sich also eine Abhängigkeit des Anorthitgehaltes der Plagioklase vom Kalifeldspatgehalt des Gesteins, wie sie auch für Magmatite typisch ist. Die Aufteilung des Stoffbestandes der Bändergneise in einen basischeren Anteil, die Perl- und Körnelgneise, und einen sauereren, die anatektischen Granite, findet also eine Parallele in der Basizität der Plagioklase. Also haben sich die Plagioklase bei der Diatexis wohl neugebildet, wobei ein offenes System vorlag, in dem der Anorthitgehalt sich entsprechend der Bildungstemperatur einstellte, so daß dann die Körnelgneise einem höheren Temperaturniveau entsprechen.

Einige wenige Plagioklase zeigen als Ausnahme einen deutlichen Zonarbau, wobei sich um den Kern bis zu drei, scharf abgesetzte Schalen legen. In allen Fällen nimmt dabei zum Rande hin der Anorthitgehalt ab, von 27—30% im Kern über 24—28% in der Zwischenzone bis 17—22% in der Rinde. Das Auftreten scharf abgesetzter Zonen deutet auf sprunghafte Wechsel der ptx-Bedingungen während der Plagioklaskristallisation. Solche sind bei einer Auskristallisation aus einer Schmelze durchaus zu erwarten, da der Plagioklas in der Schmelze, durch Konvektionsströmungen z. B., in Gebiete verschiedener ptx-Bedingungen transportiert werden kann. Daher liegen auch in den Orthoklas-Einsprenglingen Plagioklase mit Anorthitgehalten von 25 bis 38% bunt durcheinander, und in der Grundmasse reicht die Schwankungsbreite von 28 bis 38%, während in einem zum Vergleich untersuchten Paragneis die Anorthitgehalte der zweifellos blastisch gewachsenen Plagioklase nur zwischen 34 und 37% schwankten. Daß der Zonarbau bei den Plagioklasen der Körnelgneise meist nur verschwommen ausgebildet ist, liegt an der langen Temperung der Körnelgneise. Die

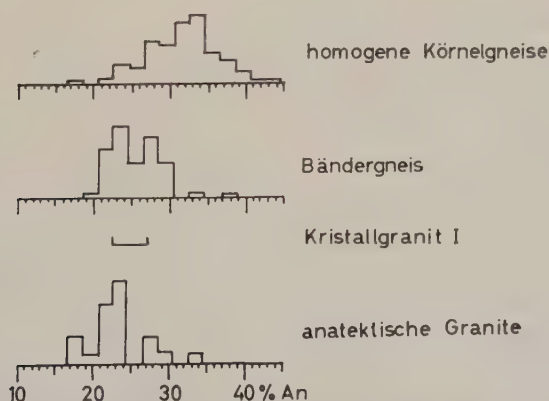


Abb. 17. Häufigkeitsverteilung des Anorthitgehalts der Plagioklase in Bändergneisen, Körnelgneisen, anatektischen Graniten und im Kristallgranit I.

gleiche Ausbildung zeigen auch die Plagioklase im Kristallgranit I, der ja nur wenig später intrudierte, und zwar in einen thermisch angeglichenen Raum, und dann sehr langsam erstarrte.

b) Gefüge der Körnelgneise

Die Unterschiede im Gefüge der Diatexite beruhen im wesentlichen auf der wechselnden Stärke der spät- bis postkristallinen Durchbewegung. Von den fast unverformten Diatexiten um Bodenstein (Blatt Nittenau) ausgehend, nimmt die Intensität der Durchbewegung nach Süden und Südwesten zu. Das typische „Perlgneisgefüge“ ist schon von zahlreichen Autoren (LIST 1958, BADER 1959, S. 72, Abb. 22) beschrieben und abgebildet worden: der Biotit umflasert die isometrischen Plagioklase und bildet kürzere Züge auf Scherflächen.

Der Körnelgneis vom Mühlberg bei Hauzendorf (Blatt Nittenau) zeigt folgendes Gefüge: Die s-Flächen 60/50 NW begrenzen zugleich schlierige Diatexitpartien mit unterschiedlichem Biotit- und Kalifeldspatgehalt. Auf den s-Flächen liegt eine Runzelung 110/40 W (Abb. 18). Die Einmessung von 120 Biotiten aus der Grundmasse des Körnelgneises ergibt eine tautozonale Regelung (Abb. 19), deren Pol mit der makroskopisch erkennbaren Runzelung zusammenfällt, also offenbar die der Orogenese und Anatexis II zuzuordnende B_2 -Achse darstellt. Die Quarze der Grundmasse bilden in s gelängte, verzahnte und undulös auslöschende Körner. Die Einmessung von 180 c-Achsen ergibt eine kaum erkennbare Regelung mit einem sehr schwachen Maximum in tektonisch C. Demnach überwiegt beim Quarz der s-Tektonit-Charakter. Das Diagramm Abb. 20 zeigt die Regelung von 65 (010)-Flächen von Plagioklas aus demselben Körnelgneis. Auch hier ist eine deutliche Tautozonalität der Pole um B_2 zu erkennen, mit zwei Hauptmaxima, einem in s und einem anderen ungefähr senkrecht zu s. Das Maximum in s rührt von der Einregelung nach (010) dicktafliger Plagioklase mit $l : b$ bis etwa 1,7 mit ihren (010)-Flächen in s her. Das dazu senkrechte Maximum geht wahrscheinlich auf dünnertaflige Körner zurück, die bei der Durchbewegung nach (001) zerbrochen, mit ihren kristallographischen a-Achsen in B_2 einrotiert und dann mit der (001)-Spalt- oder Bruchfläche in s eingeregelt wurden, so daß hierdurch (010) senkrecht zu s zu liegen kam. Die Zwischenlagen zwischen den beiden Maxima werden von verschieden stark gerollten Plagioklasen eingenommen. Das Ergebnis der Einmessung von 114 (010)-Flächen von Orthoklaseinsprenglingen im Aufschluß zeigt das Diagramm Abb. 20, das bei horizontaler Lage im Gelände nach den Himmelsrichtungen orientiert ist und sich also nicht, wie die vorhergehenden Diagramme, auf die Dünnschliffebene bezieht. Das ausgeprägte Maximum in s rührt von der Einregelung der Orthoklase nach ihrer Kornform mit (010) in s her. Es zeigt sich aber noch eine Reihe weiterer Häufungen, die einen schwach angedeuteten Nord-Süd verlaufenden Gürtel besetzen. Von den beiden Regelungen ist diese letztere sicher die ältere und

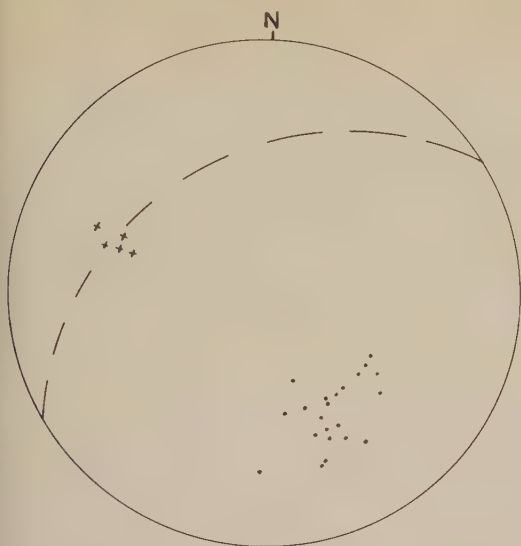


Abb. 18. Makroskopische Gefügedaten eines Körnelgneises: s-Flächen-Pole (Punkte) sowie zugehöriger Großkreis und B_2 als Runzelung (Kreuze). Steinbruch am Mühlberg bei Hauzendorf, Blatt Nittenau/Opf.

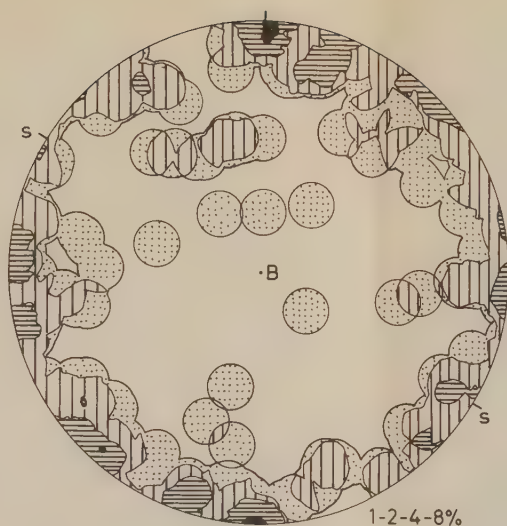


Abb. 19. Basispole von 120 Biotiten aus Körnelgneis, Steinbruch am Mühlberg bei Hauzendorf, Blatt Nittenau. Der Schliff (Nr. 5224) liegt senkrecht zu B_2 .

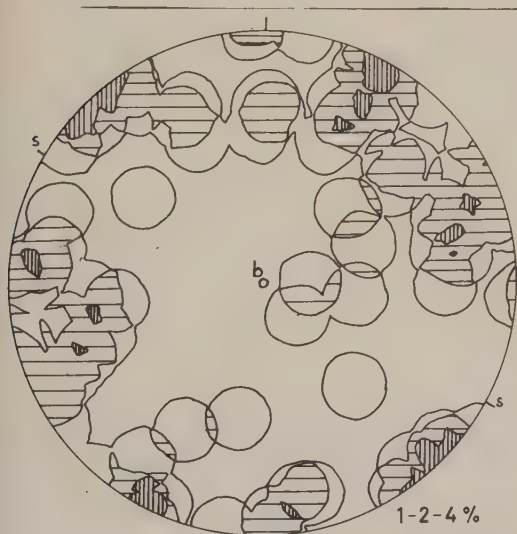


Abb. 20. Pole der (010)-Flächen von 65 Plagioklasen aus Körnelgneis vom Mühlberg bei Hauzendorf, Blatt Nittenau/Opf. Der Schliff (Nr. 5224) liegt senkrecht zu B_2 .

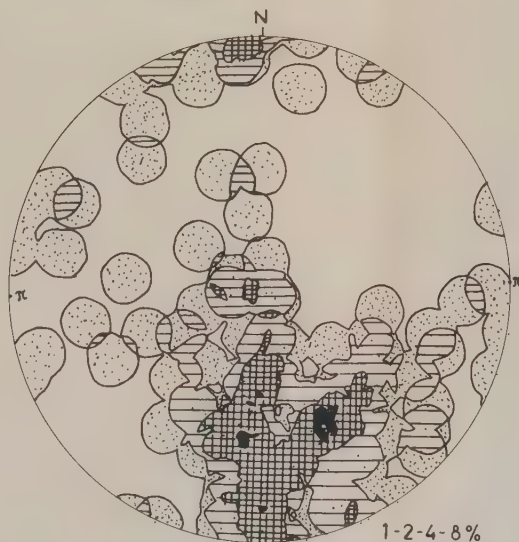
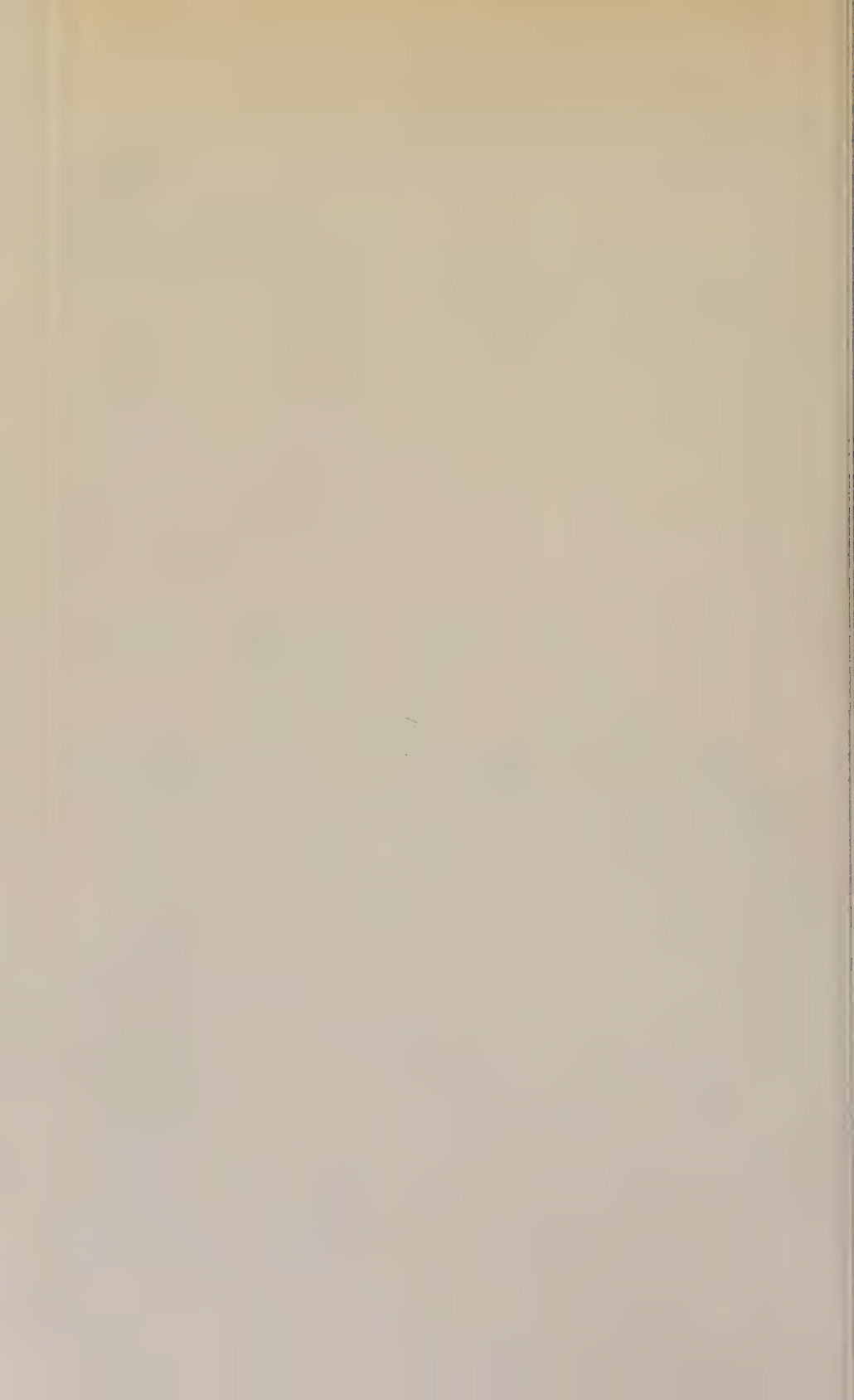


Abb. 21. Pole der (010)-Flächen von 114 Orthoklas-einsprenglingen aus Körnelgneis, Steinbruch am Mühlberg bei Hauzendorf, Blatt Nittenau. Im Gegensatz zu den vorhergehenden Diagrammen bezieht sich dieses auf geographische Koordinaten.



stellt möglicherweise eine prätektonische Fluidalregelung mit flachliegender West—Ost-streichender B-Achse dar. Eine ähnliche, stark an die von G. FISCHER (1957) aus dem Falkenberger Granit (Oberpfalz) beschriebene und auf Regelung durch Konvektionsströmungen in der Schmelze zurückgeführte Anordnung erinnernde Regelung zeigen die Orthoklaseinsprenglinge in dem großporphyrischen Diatexit von Plitting, Blatt Nittenau (Abb. 22). Die Aufschlußebene liegt parallel zu den s-Flächen, die also die fluidale Regelung quer überschneiden, ohne sie aber völlig ausgelöscht zu haben. Im Körnelgneis vom Mühlberg bei Hauzendorf liegen die plattigen Paragneisschollen nur selten in s, sondern nehmen z. T. stark abweichende Lagen ein, offenbar ebenfalls Reste einer älteren Regelung.

c) Erscheinungen an Einschlüssen in den Körnelgneisen

Häufig legen sich in den Diatexiten aploide Säume von 2—3 cm Mächtigkeit um Einschlüsse von Kalksilikatgneisen, Biotit-Amphibol-Gneisen und Metabasiten. Manchmal umsäumt den Einschluß zunächst ein 3—5 mm starkes Quarzband. Die Aploidsäume umgeben die Einschlüsse in ungefähr gleichbleibender Dicke und ohne Unterbrechung. Eine Integration eines solchen Randsaumes ergibt: 44,3 Vol.-% Quarz, 52,7% Plagioklas und 2,9% Biotit. Der Anorthitgehalt der Plagioklase entspricht mit 29,5% (Schwankungsbreite 14—37%) annähernd jenem im angrenzenden Körnelgneis mit 31%. 17% der Plagioklase im Aploid sind Albit/Karlsbader Zwillinge, die übrigen sind nach dem Albitgesetz verzwillingt.

Angesichts der Tatsache, daß diese aploiden Säume fast ausschließlich an basischen Einschlüssen zu beobachten sind, dürfte ihre Entstehung durch chemische Reaktionen zu erklären sein: Ca und Na diffundierten aus dem Einschluß in den Diatexit und verursachten damit eine vorzeitige Ausscheidung von Plagioklas. Die hierdurch zusätzlich verbrauchten AlSi-Radiale standen dann nicht mehr zur Bildung von Kalifeldspat zur Verfügung, so daß das K weiterwanderte, auch in den Einschluß diffundierte und in diesem, wie in der äußersten Zone der Kalksilikatgneisschollen, z. B. zur Verdrängung von Hornblende durch Biotit führte.

2. Anatektische Granite

Die anatektischen Granite heben sich von den Körnelgneisen als hellere Gesteine mit höherem Kalifeldspat- und niedrigerem Biotit- und Plagioklasgehalt ab. Die Zusammensetzung beträgt (in Vol.-%): 25—40% Kf, 20—30% Pg, 25—30% Qu und 7—12% Biotit. Daneben führen sie etwas Cordierit und Muskowit, der sich z. T. als Pinit aus Cordierit, z. T. auch bei der Durchbewegung aus Kalifeldspat gebildet hat. Im Kartenbild fügen sich diese Granite als Linsen konkordant in das s der umgebenden Körnelgneise ein. In einigen Aufschlüssen entwickeln sich die anatektischen Gra-

nite als schlierige Mobilisate aus den Diatexiten heraus, in anderen wieder ist der Kontakt schärfer, und es kommen sogar kleinere diskordante Trümer vor. Immer sind die anatektischen Granite etwas jünger als der angrenzende Körnelgneis. Gegen die jüngeren (postdioritischen) Granite ist eine sichere Abgrenzung dadurch gegeben, daß sich Schollen des anatektischen Granits im Diorit von Roßbach (Opf.) finden.

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1959 bis 1960 am Institut für Gesteinskunde der Universität München. Die Anregung zu petrographischen Untersuchungen im Regensburger Wald ging von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. G. Fischer, aus, dem an dieser Stelle für sein stetes Interesse an der Arbeit, für zahlreiche Hinweise und wertvolle Kritik herzlich gedankt sei. Mein Dank gilt auch dem Bayerischen Geologischen Landesamt und dessen Direktor, Herrn Dr. H. Nathan, der eine finanzielle Unterstützung der Geländearbeit dadurch ermöglichte, daß ich die petrographischen Untersuchungen mit einer Neukartierung des Kristallins auf dem Gradabteilungsblatt Nittenau verbinden konnte.

Literaturverzeichnis

- ANDEL, Tj. H. VON: Sediments of the Rhone Delta. II: Sources and Deposition of heavy minerals. — Overdr. verhandel. van het konigl. nederl. geolog. mijnb. genootschap. Geologische Serie, 3e stuk, blz. 357—556, Dezember 1955.
- BADER, H.: Metamorphose und Stoffhaushalt der Gneise in der südlichen Oberpfalz. — Diss., München 1959.
- BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. F.: The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . — J. Geol., 58, 489—511, 1950.
- CLAUS, G.: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. — N. Jb. Miner., BB 71, 1—58, 1936.
- DIMROTH, E.: Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und Syntexis an Phylliten und Hornfelsen des südwestlichen Fichtelgebirges. — Diss. München 1960.
- DÜSING, C.: Petrographie, Chemismus und Gefüge feinkörniger Granite des Moldanubikums. — Diss., München 1959.
- ERDMANNSDÖRFEFR, O. H.: Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere in Zweiglimmergraniten. — Heidelb. Beitr. Miner. Petr. 1, 1949.
- Aus dem Grenzgebiet Magmatisch—Metamorph. — Z. dt. geol. Ges. 100, 204 bis 212, 1950.
- FISCHER, G.: Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. — Jb. Preuss. Geol. LA 56, Berlin 1930.
- Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des bayerischen Pfahles. — Jb. Preuss. Geol. LA 59, 289—352, Berlin 1939.
- Der Bayerische und der Böhmer Wald. Die Entw. seiner Landsch. i. Laufe d. geol. Gesch. — Jb. Preuß. Geol. LA 59, 55—82, 1938, Berlin 1939.
- Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. — 6. Sonderh. z. Z. „D. Aufschluß“: Z. Geol., Petr. u. Min. d. Oberpf. S. 7—26. VFMG Heidelberg, 1957.
- Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N. F. 41, 1—22, Stuttgart 1959.

- GORAI, M.: Petrological studies on plagioclase twins. — *The Amer. Miner.* **36**, S. 884, 1951.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. — J. Perthes, Gotha, 1868.
- HEGEMANN, F.: Mineralog.-petrograph. Untersuchungen im Dioritgebiet von Rossbach (Opf.) — *N. Jb. Miner., BB* **62**, A, 197—248, Stuttgart 1930.
- Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayerischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genesis dieser Gesteine. — *N. Jb. Miner., BB* **63**, A, 173—214, Stuttgart 1931.
- Tektonik und Entstehung dioritähnlicher Gesteine im nordwestlichen Bayerischen Wald. — *N. Jb. Miner., BB* **65**, A, 233—284, Stuttgart 1932.
- HENTSCHEL, H.: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges. — *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, NF **55**, 1—136, Leipzig 1943.
- HOENES, D.: Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. — *Heidelb. Miner. Petr. Mitt.* **1**, 121—202, 1949.
- Der Paracordieritgneis der Bohrung Scherstetten 1 und seine Beziehungen zu den cordieritführenden Metatexiten des Schwarzwaldes. — *Geol. Bav.*, Nr. 24, München 1955.
- HOPPE, G.: Das Erscheinungsbild der Zirkone des Lausitzer Granodiorits. — *Geologie* **6**, 289—297, 1957.
- KÖHLER, A.: Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. — *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, 3. Folge **1**, 51—67, 1950.
- KRAUS, G.: Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranits I im Vorderen Bayerischen Wald. — *Diss. München* 1959.
- LAVES, F.: The lattice and twinning of microcline and other feldspars. — *J. Geol.* **58**, 549—571, 1950.
- LIST, F. K.: Geolog.-petrograph. Unters. auf d. Westteil des Gradabteilungsblattes Lalling. — *Dipl. Arb.*, München 1958.
- MAUCHER, A.: Über geregelte Plagioklaseinschlüsse im Orthoklas. — *Z. Krist.*, A **105**, S. 82, 1943.
- MEHNERT, K. R.: Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr). — *Geol. Rdsch.* **42**, 4—11, Stuttgart 1953.
- Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. — I: *N. Jb. Miner.* **85**, 59—140, 1953. II: *N. Jb. Miner.* **90**, 39—90, 1958.
- REIN, G.: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. — *N. Jb. Miner.* **84**, 3, 365—435, 1952.
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — *Geol. Rdsch.* **46**, 306—316, Stuttgart 1957.
- Die Quarz-Feldspatgefüge der migmatischen Gesteine von Vilshofen a. D. — *N. Jb. Miner.* **92**, 147—170, 1958.
- TEUSCHER, E. O.: Die Kalksilikatfelse der nördlichen Oberpfalz. — *Geol. Bay.* **14**, 7—15, 1952.
- VÖLGER, K.: Anatexis im Vorderen Bayerischen Wald. Die Metablastite im Gebiet Wenzenbach—Altenthann. — *Acta Albertina Ratisbonensia (Regensb. Naturwiss.)* **22**, 126—134, Regensburg 1958.
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum / Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatischer Gesteine. — *Beih. z. Geol. Jb. H.* **42**, Hannover 1960.
- WIMMENAUER, W.: Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes. — *N. Jb. Miner.* **80**, A, 375—436, 1950.

WINKLER, H. G. F.: Experimentell gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. — Fortschr. Miner. 36/1, 1958, S. 55.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 20. Januar 1962.

Adresse des Verfassers:

G. ANDRITZKY, München 19, Zamboninstr. 7.

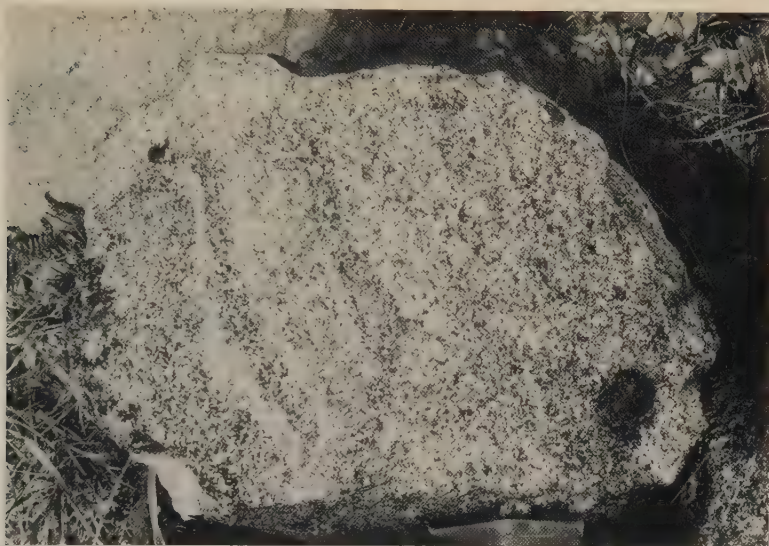


Abb. 8. Schlierig inhomogener Diatexit, die hellen und dunklen Schlieren, entsprechend wechselndem Biotitgehalt, sind die letzten Reste des Lagengefüges der Bändergneise. Trumling bei Bodenstein, Blatt Nittenau.

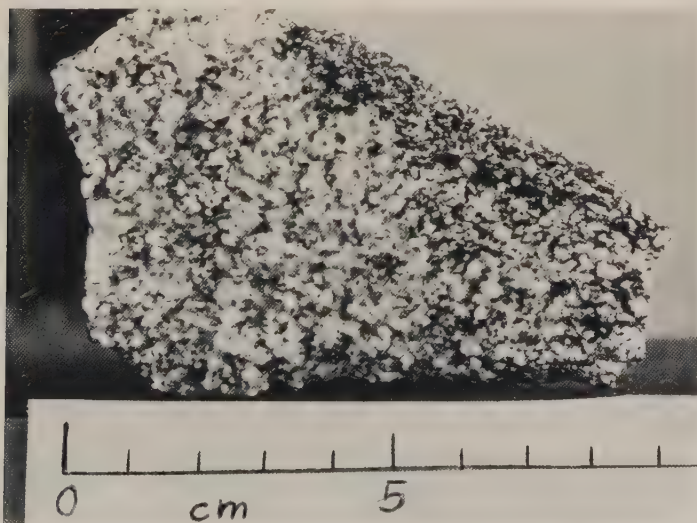
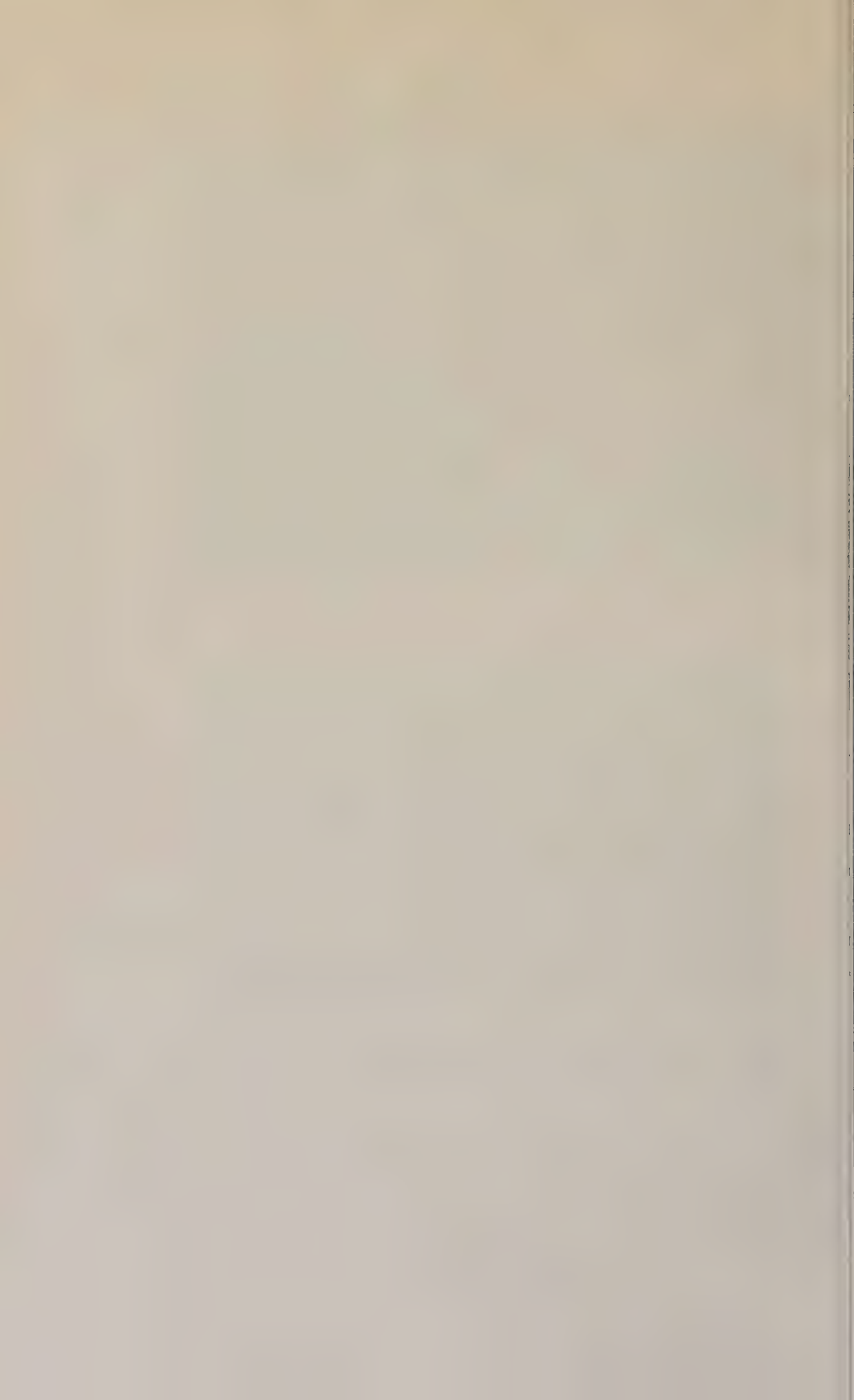


Abb. 9. Verschiedene Stadien der Anatexis in einem Handstück: rechts oben ein feinkörniger Paragneis, am Kontakt zu den anderen beiden Gesteinstypen Biotit-reiches Restgewebe. Darunter ein Perlgneis, aus dem Biotit-arme Teilschmelzen auswandern. Eine kleine Scholle von Perlgneis schwimmt bereits in einer Teilschmelze, die nach links zu in ein Ektekt übergeht, das diskordant zu den s-Flächen der beiden vorerwähnten Gneistypen nach links oben zieht. Links davon mehr reliktsche, etwas Biotit-reichere Körnelgneistypen. Hetelberg, Bl. Nittenau.



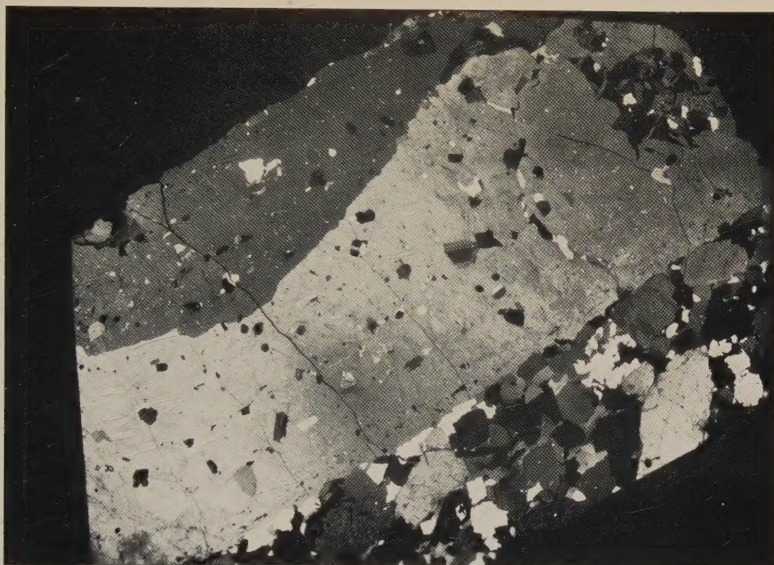


Abb. 16. Orthoklas-Einsprengling aus Körnelgneiss mit gestuftem Verlauf der Naht des Karlsbader Zwillings sowie zonar und parallel (010) angeordneten Einschlüssen von Biotit und Plagioklas. Steinbruch am Refberg bei Wolferszwing, Bl. Nittenau.

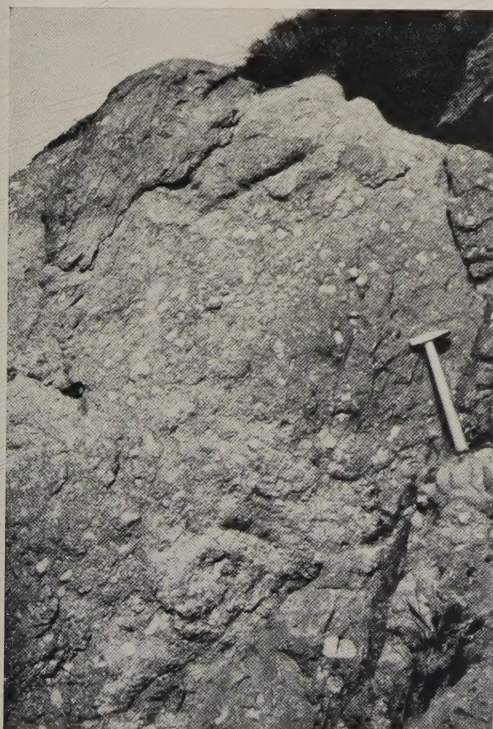
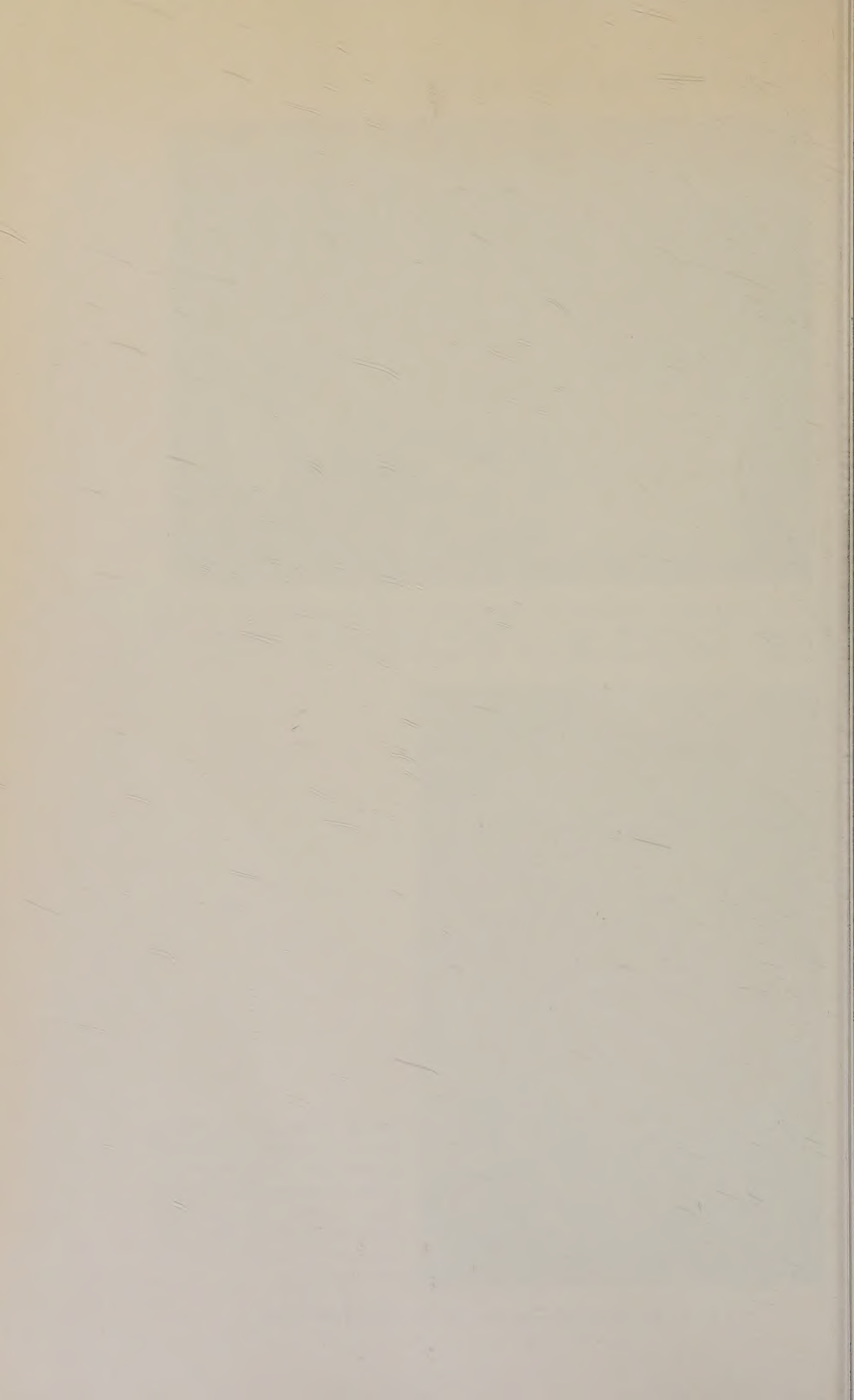


Abb. 22. Regelung von Orthoklas-Einsprenglingen in Konvektionswirbeln (?) in großporphyrischem Diatexit. Die s-Flächen liegen parallel zur Aufschlußfläche. Steinbruch bei Plitting, Bl. Nittenau. Länge des Hammerstiels: ca. 35 cm.



Lebenslauf

Am 5. 10. 1936 wurde ich, Georg Andritzky, als Sohn des Dipl.-Ing. Dr. Melchior Andritzky und seiner Ehefrau Anneliese, geb. Ott, in Berlin geboren. Ich besuchte die Volksschule in Berlin und Sigmaringen/Hohenzollern, die Oberschule in Sigmaringen, Gummersbach/Rheinland und München. Im Juli 1954 bestand ich die Reifeprüfung am Neuen Realgymnasium in München. Im Wintersemester 1954/55 begann ich das Studium der Geologie an der Universität München und legte im Juli 1956 die Diplomvorprüfung für Geologen ab. Anschließend studierte ich zwei Semester in Bonn. Die Diplomarbeit fertigte ich am Institut für Paläontologie und historische Geologie unter der Leitung von Herrn Professor Dr. Dehm an und legte im Juli 1959 die Diplomprüfung für Geologen ab. Die Dissertation entstand am Institut für Gesteinskunde der Universität München unter der Leitung von Herrn Professor Dr. G. Fischer. Zur Erweiterung meiner Kenntnisse nach der praktischen Seite hin arbeitete ich in den Semesterferien in Bergbau- und Erdölbetrieben, und zwar auf Bohrungen im Molassebecken und im Elbe-Weser-Gebiet, in der Steinkohle des Ruhrgebietes, in der Braunkohle der Ville bei Köln und im Roteisenstein des Lahn-Dill-Gebietes. In den Sommerferien 1957 war ich als Praktikant mit Untertagekartierungsarbeiten in der Magnetit-Ilmenit-Mine Otanmäki in Nordfinnland und bei der Eisenerzprospektion in Lappland beschäftigt.

